



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 436

**PALEOAMBIENTE E DIAGÊNESE DA FORMAÇÃO ITAITUBA,
CARBONÍFERO DA BACIA DO AMAZONAS, COM BASE EM
TESTEMUNHO DE SONDAGEM, REGIÃO DE URUARÁ, PARÁ.**

Dissertação apresentada por:

PEDRO AUGUSTO SANTOS DA SILVA

Orientador: Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM
2014**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
(Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA)

Silva, Pedro Augusto Santos da, 1988-
Paleoambiente e diagênese da Formação Itaituba, carbonífero da bacia do Amazonas, com base em testemunho de sondagem, região de Uruará, Pará / Pedro Augusto Santos da Silva. – 2014.
xiv, 77 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2013.

1. Carbonatos. 2. Costa – Uruará (Pa). 3. Uruará (Pa).. I. Título.

CDD 22. ed. 549.78



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PALEOAMBIENTE E DIAGÊNESE DA FORMAÇÃO
ITAITUBA, CARBONÍFERO DA BACIA DO AMAZONAS,
COM BASE EM TESTEMUNHO DE SONDAGEM, REGIÃO
DE URUARÁ, PARÁ.**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
PEDRO AUGUSTO SANTOS DA SILVA**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA.**

Data de Aprovação: 04 / 08 / 2014

Banca Examinadora:

Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador-UFPA)

Prof.ª Ana Maria Góes
(Membro-USP)

Prof.ª Werner Truckenbrodt
(Membro-UFPA)

Ao meu pai Seu Bandeira (*In memoriann*)
pelo imenso amor e dedicação

AGRADECIMENTOS

À Deus por todos os feitos realizados em minha vida.

À meu pai, Seu Bandeira, que infelizmente me deixou no decorrer do presente trabalho, por todo o seu amor dedicado a mim e o incentivo nos estudos, obrigado preto!

À minha mãe Denyse por todo carinho, amor e atenção e sempre disposta a me ouvir e incentivar.

À meu tio e padrinho Ronaldo por todo incentivo ao término deste trabalho e aos valiosos conselhos de vida.

À minha vó Orlandina (Landa) obrigado por todo amor dedicado a mim, todas as brocas gostosas e valiosos puxões de orelhas.

À meu tio Bandeira (JB) por todo incentivo, amizade e ajuda nas grandes dificuldades.

Ao amigo e orientador Afonso Nogueira, muito obrigado por ter a oportunidade de trabalhar com um excelente profissional, muito ético e justo. Obrigado chefe!

À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) por toda infraestrutura oferecida.

À CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

À empresa SABMIN pelo testemunho de sondagem cedido para a realização do trabalho, em especial ao Sr. Antônio Kowaleski.

Aos professores Werner Truckenbrodt e Ana Góes pelas valiosas correções e considerações importantíssimas a dissertação.

À técnica de laminação Joelma Lobo pela confecção das laminas delgadas.

Aos professores José Bandeira (JB) e Joelson Soares pela ajuda nas descrições e dúvidas sanadas.

Aos meus queridos amigos: Igor (play), Gustavo (Guga), Rick (Kaká), Isaac Rudnitzki (sputinik), Anderson (Gordinho), Hozerlan (Ozzy) e Humberto (Betinho), que mesmo distantes em caminhos diferentes continuam sempre sendo bons amigos.

Aos amigos do Grupo de sedimentologia: Francisco (Latino), Brenda, José Bandeira (JB), Hudson (Negão), Kamilla (a peixe), Joelson (Joe), Isaac Salém (o cara do bombom), Jhon (cara de pedreiro), Walmir (goleiro), Renato (Socó), Lucas (chelsea), Raphael (sem pescoço), Luciana Brelaz e Alexandre pelas palavras de incentivo e momentos de descontração.

Aos amigos Flávio (felpudo), Mirlane, Isabella e Meirianny pelos momentos de descontração e a todos que fizeram parte deste trabalho, perdoem se esqueci de alguém. Obrigado a todos.

Eu não procuro saber as respostas,
procuro compreender as perguntas.

Confúcio

RESUMO

A Formação Itaituba de idade carbonífera representa a sedimentação carbonática de depósitos transgressivos do Grupo Tapajós da Bacia do Amazonas. A sucessão Itaituba é interpretada como depósitos de planície de maré mista, constituídos de calcários fossilíferos, dolomitos finos, arenitos finos a grossos e subordinadamente siltitos avermelhados, evaporitos e folhelhos negros. A análise de fácies e microfácies do testemunho de sondagem da região de Uruará, Estado do Pará, permitiu individualizar dezenove fácies agrupadas em cinco associações: planície de maré (AF1), canal de maré (AF2), laguna (AF3), barra bioclástica (AF4) e plataforma externa (AF5). AF1 é composta por arenito fino com *rip-up clasts* e gretas de contração, marga com grãos de quartzo e feldspato, *dolomudstone* laminado com grãos terrígenos e dolomito fino silicificado, com intercalação de argilito com grãos de quartzo disseminados, dolomitizado e localmente com sílica microcristalina. AF2 consiste em arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada, recoberta por filmes pelíticos nos *foresets*, arenito muito fino a fino com acamamento *wavy*, silito laminado com falhas sinsedimentares e acamamento convoluto. AF3 é constituída de silito vermelho maciço, *mudstone* com fósseis, *floatstone* com braquiópodes e pirita disseminada e *mudstone* maciço com frequentes grãos de quartzo. AF4 e AF5 exibem abundantes bioclastos representados por espinhos e fragmentos de equinodermas, conchas, fragmentos e espinhos de braquiópodes, ostracodes, foraminíferos, algas vermelhas e conchas de bivalves. AF4 é formada por *grainstone* oolítico fossilífero e *grainstone* com terrígenos principalmente grãos de quartzo monocristalino e AF5 se compõe de *wackestone* fossilífero, *wackestone* com terrígenos e *mudstone* maciço com grãos de quartzo monocristalino. Subarcósios (AF1), arcósios (AF2) e arcósios líticos (AF2) são os tipos de arenitos da sucessão Itaituba e apresentam como principais constituintes grãos de quartzo monocristalino e policristalino, K-feldspato, plagioclásio, pirita, muscovita detrítica, fragmento de rocha pelítica, metamórfica e *chert* e raros bioclastos. O cimento é de calcita espática não ferrosa, óxido/hidróxido de ferro e sobrecrecimento de sílica. A porosidade é intergranular, móldica e às vezes alongada, sem permeabilidade perfazendo até 11% da rocha. Os processos diagenéticos dos arenitos são compactação física, sobrecrecimento de sílica, cimentação de calcita, formação de matriz diagenética, compactação química, substituição de grãos, autigênese de pirita, formação de óxido/hidróxido de ferro e alteração do plagioclásio. Os processos diagenéticos dos carbonatos são: micritização, neomorfismo, dolomitização, fraturamento, compactação química, cimentação de calcita, dissolução secundária e autigênese de minerais. A sucessão da Formação Itaituba representa um sistema de laguna/planície de maré ligada a uma plataforma marinha carbonática. Planícies de maré desenvolveram-se nas margens das lagunas e eram periodicamente supridas por influxos de terrígenos finos (silte) que inibiam a precipitação carbonática. Barras bioclásticas eram cortadas por canais de maré (*inlet*) que conectavam a laguna com a plataforma rasa rica em organismos bentônicos.

Palavras-chave: Carbonífero, Bacia do Amazonas, Formação Itaituba, Depósitos costeiros.

ABSTRACT

The Carboniferous Itaituba Formation represents expressive retrograding carbonate sedimentation included in the sedimentary evolution of the Tapajós Group of the Amazonas basin. These carbonates consist of fossiliferous limestones, fine grained dolostones, fine to coarse grained sandstones and subordinate reddish siltstones, black shales and evaporites. Facies and microfacies analysis of drill cores from the Uruará region, State of Pará, allowed to individualize nineteen facies grouped into five facies associations: tidal plain (FA1), tidal channel (FA2), lagoon (FA3), bioclastic bar (FA4) and outer shelf (FA5). FA1 is composed of fine grained sandstone with rip-up clasts and mud cracks, marl with quartz and feldspar grains, laminated dolomudstone with fine terrigenous grains and silicified dolostone with intercalation of mudstone and disseminated quartz grains dolomitized and locally with microcrystalline quartz. FA2 consists of medium to coarse grained sandstone with trough cross-bedding and mud drapes on foresets, very fine to fine grained sandstone with wavy bedding, laminated siltstone, syndepositional faults and convolute lamination. FA3 consists of massive red siltstone, mudstone with fossils, brachiopods and floatstone with disseminated pyrite and massive mudstone with frequent quartz grains. FA4 and FA5 exhibit abundant bioclasts represented by spines and fragments of echinoderms, shells, spines and fragments of brachiopods, ostracods, foraminifera, red algae and bivalve shells. FA4 consists of fossiliferous oolitic grainstone and grainstone with terrigenous grains, mainly monocrystalline quartz grains and the FA5 consists of fossiliferous wackestone, wackestone with terrigenous grains and massive mudstone with monocrystalline quartz grains. Subarkoses (AF1), arkoses (AF2) and lithic arkoses (AF2) predominate in the Itaituba Formation and are composed of polycrystalline and monocrystalline quartz grains, K-feldspar, plagioclase, pyrite, detrital muscovite, mudstone, metamorphic and chert fragments and rare bioclasts. The cement is of nonferrous calcite, iron oxides/hydroxides, silica overgrowth and intergranular, moldic and sometimes elongated porosities reaching up to 11 % of the rock. The diagenetic processes in sandstone are physical compaction, quartz overgrowth, non-ferrous calcite cementation, chemical compaction, grain replacement, pyrite autigenesis, formation of iron oxides/hydroxides and alteration of plagioclase. The diagenetic processes in carbonates are: micritization, neomorphism, dolomitization, fracturing, chemical compaction, calcite cementation, secondary dissolution and mineral autigenesis. The Itaituba succession is interpreted as a lagoon/tidal flat system linked to the marine carbonate platform. Tidal flats developed on the margins of the lagoons were periodically supplied by fine (silt) terrigenous influxes that inhibited the carbonate precipitation. Bioclastic bars were cut by tidal channels (inlet) connected the lagoon with the shallow platform rich in benthic organisms.

Keywords: Carboniferous, Amazon Basin, Itaituba Formation, Coastal deposits.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Mapa de contextualização da área de trabalho A – Bacia do Amazonas. B – Mapa geológico da região de Uruará. C – Mapa da região prospectada com os testemunhos de sondagem perfurados, sendo o furo 1 cedido para a realização do atual trabalho. 02
- Figura 2 - Compartimentação tectônica da Bacia do Amazonas e seus quatro blocos estruturais, segundo Wanderely Filho (1991). 04
- Figura 3 - Carta litoestratigráfica com o preenchimento sedimentar e vulcanosedimentar da Bacia do Amazonas segundo Cunha *et al.* (2007). Em vermelho destaque para a Formação Itaituba porção superior do Pensilvaniano (Moscoviano-Bashkiriano). 05
- Figura 4 - Carta litoestratigráfica do Grupo Tapajós, mostrando as palinozonas correspondentes às formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá. Fonte: Matsuda *et al.* (2004). 08
- Figura 5 - Posicionamento paleogeográfico da bacia do Amazonas durante os eventos do Neocarbonífero – Eopermiano. (modificado de Lockzy 1966; Rowlet *et al.* 1985 e Wopfner 1999). 10
- Figura 6 - Classificação de rochas carbonáticas segundo Dunham (1962). 12
- Figura 7 - Classificação do diâmetro dos cristais carbonáticos segundo Folk (1962). 13
- Figura 8 - Correlação dos perfis 1 e 2 segundo Matsuda (2002) e a posição estratigráfica dos perfis de Lima (2010) e deste trabalho em relação aos perfis de Matsuda. 14
- Figura 9 - Correlação litológica macroscópica em 3d, dos 36 testemunhos de sondagem, classificados de acordo com as análises químicas em calcários calcíticos, calcários magnesianos, dolomitos, arenitos e conglomerados. 15
- Figura 10 - Perfil estratigráfico do furo F₁Ia com suas respectivas litologias, estruturas sedimentares e suas associações de fácies. 16
- Figura 11 - Testemunho de sondagem F₁Ia da Formação Itaituba na região de Uruará, PA, com seus respectivos subambientes identificados. 17
- Figura 12 - *Rip up clasts* subangulosos a angulosos em forma alongada, em matriz siliciclástica fina. 21
- Figura 13 - Microfácies Arc. A: R – *rip up casts* laminados de granulação muito fina a fina. Q – quartzo detrítico monocristalino, subanguloso a subarredondado. B: R – *rip up clast*. Q – quartzo monocristalino e fratura preenchida por sílica e subordinadamente argila. 21
- Figura 14 - Difratoograma de raios x mostrando a mineralogia da matriz dominada por quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl) e muscovita (Ms). 22
- Figura 15 - Microfácies Dl. A: M - Dolomito afanocristalino com laminação planar a levemente inclinada (setas brancas). B - Matriz dolomicrítica (M) e calcita espática (Ce) de granulação média a grossa preenchendo poro, quartzo autigênico e pirita subedral (P). C - Calcita espática (Ce) preenchendo poro. D - feição de *dissolution seams* impregnada por óxidos/hidróxidos de ferro. 23

- Figura 16 - Fácies Arenito maciço (Am). A – Arenito fino com grãos moderadamente selecionados. B – pirita subedral. C – quartzo (Q) e plagioclásio, cimentados por calcita (C) e óxido/hidróxido de ferro (Fe). D – muscovita detrítica incluso em grãos de quartzo. 24
- Figura 17 - Microfácies *dolomudstone* com grãos terrígenos (Dt) A – Matriz dolomítica (M) com grãos de quartzo (Q). B – *Dolomudstone* de granulação muito fina a fina. 24
- Figura 18 - Dolomito fino silicificado (Ds) formando camadas contínuas e diminutos bolsões de dolomita (D). 25
- Figura 19 - Microfácies Dolomito fino silicificado. A - Intercalações macroscópicas de dolomita, sílica, argilito e quartzo detrítico com falha sinsedimentar (escala: 7,5 cm diâmetro do testemunho). B - alternância microscópica de quartzo detrítico (Q), sílica microcristalina (S), dolomita (D) e filmes de argila (Ar). C - falha sinsedimentar normal. D - laminas de argilas (Ar) onduladas, intercaladas com dolomita (D) e sílica (S). 26
- Figura 20 - Laminação cruzada *wavy*, com lama nos *foresets*. 28
- Figura 21 - Siltito com laminação cruzada de baixo ângulo e base reta, em detalhe (setas brancas) laminações convolutas. 29
- Figura 22 - Arenito fino a grosso com estratificação cruzada acanalada, localmente deformada, com *drapes* de argila cobrindo os *foresets*. 30
- Figura 23 - Esquema de formação do recobrimento pelítico. Em A têm-se a corrente dominante gerando laminações cruzadas, em B durante a maré estufa é depositada lama no *foreset* da laminação. Adaptado de Visser (1980). 31
- Figura 24 - Siltito maciço vermelho (Sm). 32
- Figura 25 - Fotomicrografia da fácies Siltito maciço vermelho. A matriz constituída silte tingido de óxido/hidróxido de ferro, com grãos de quartzo. 33
- Figura 26 - Microfácies Mf. A – *Mudstone* calcítico. B – bioclastos indiferenciados (B) e minerais opacos (O). C – bioclasto (B) com franja de calcita *bladed* (C) e pirita (P). D – quartzo autigênico preenchendo poros (S) e minerais opacos (O). 34
- Figura 27 - Microfácies Fb A – matriz micrítica calcítica neomorfisada. B – concha de braquiópode silicificada (Bs) e *dissolution seams* (setas). C – espinho de braquiópode silicificado (E) com borda de quartzo autigênico (S) e acumulação de pirita subedral a eudral (P). D – *dissolutions seams* subparalelas e sílica preenchendo poros (S). 35
- Figura 28 - Detalhes dos cimentos de sílica na microfácies Fb A – cimento de calcedônia em concha. B – matriz silicificada por microquartzo (S), pirita disseminada (P) e contato matriz carbonática e silicificada (setas brancas). 35
- Figura 29 - Fácies folhleho maciço. A – folhelho maciço quebradiço. B – folhelho negro piritoso (setas brancas). 36
- Figura 30 - Modelo de laguna carbonática para a área estudada, com a distribuição espacial das fácies carbonáticas ao longo da laguna. 37

- Figura 31 - Microfácies da associação de fácies 4. A – microfácies Gf com espinho de equinóide (E) bordejado por cimento sintaxial além de fragmentos de conchas e plagioclásio e quartzo (Pl e Q). B – vista geral da microfácies Gt com maior proporção de grãos terrígenos, além de fósseis e intraclastos. C – destaque no centro da fotomicrografia, fragmento de braquiópode com a ornamentação interna preservada. D – microfácies Gf com foraminíferos (F), espinho de braquiópodes com característica extinção ondulante (Es) e pirita subedral (P). 38
- Figura 32 - Modelo representativo de sedimentação em barra bioclástica, onde abaixo da zona de corrente deposita-se foraminíferos, equinodermas e ostracodes e na zona de ação das correntes deposita-se Oóides, fragmento de braquiópodes, fragmentos algálicos, conchas de bivalves, terrígenos (quartzo e feldspato) e intraclastos carbonáticos. 39
- Figura 33 - Associação de plataforma externa. A – Vista geral da microfácies Wf com micrito na matriz e bioclastos disseminados. B – Fragmentos de conchas de braquiópodes. C – Foraminífero (F) em matriz micrítica da microfácies Wf. D – Detalhe da microfácies Wt com os grãos de quartzo monocristalino. 41
- Figura 34 - Bloco diagrama esquemático mostrando as cinco associações de fácies e suas respectivas microfácies/fácies e posicionamento ao longo do perfil. 43
- Figura 35 - Diagrama triangular de classificação de arenitos segundo Folk (1974). 46
- Figura 36 - Arenito subarcósio. A - Quartzo monocristalino de extinção ondulante (Q), feldspato potássico de extinção ondulante (K), fragmento de *chert* (Fr), plagioclásio de extinção reta (Plr) e ondulante (Pl), cimento de calcita espática de granulação fina (Ca) e poro móldico (Po). B – Quartzo monocristalino de extinção ondulante (Q), muscovita detrítica de hábito lamelar incluso em grão de quartzo (Ms) e cimento de calcita espática magnesianiana (Ca). 47
- Figura 37 - Arenito subarcósio. A – plagioclásio com maclamento albita e extinção ondulante (Pl) e quartzo monocristalino (Q). B - plagioclásio com alterações provavelmente para sericita (Pl), esta alteração é indicada pelas manchas com aspecto tabular nos grãos. 47
- Figura 38 - Fragmentos de rocha pelítica (Fp) envolvidos por calcita espática. 48
- Figura 39 - Fragmento de rocha metamórfica com quartzo estirado (Fr) e pirita eudral de hábito cúbico. 49
- Figura 40 - Arenito Arcósio lítico. A – arcósio lítico fino com grãos de quartzo (Q) e plagioclásio (Pl) dispersos. B – cimento carbonático e grãos de quartzo (Q). C – grão de quartzo policristalino de extinção ondulante. D - grão de quartzo (Q) e plagioclásio alterado (Pl). 50
- Figura 41 - Arenito arcósio lítico. A - fragmento de rocha carbonática (Fr). B - bioclasto indiferenciado (Bio). 50
- Figura 42 - Micritização afetando Gf. A – concha de bivalve (Bv), fragmento de artrópode (A) e espinhos de equinoderma (E). B – fragmento de conchas de bivalves (B) e equinodermas (E). 53
- Figura 43 - Neomorfismo na microfácies Wf. A – Neomorfismo agradacional (*aggrading neomorphism*) da matriz micrítica (M) passando a microesparito (Mr). B – Calcitização de concha de bivalve (Bv), originalmente constituída de aragonita. 54
- Figura 44 - Fratura (F - limitado pelas setas) no arcabouço da rocha preenchida por calcita. 55

- Figura 45 - Micas contorcidas com extinção ondulante devido à compactação física dos grãos. 55
- Figura 46 - Variação da porosidade das rochas da Formação Itaituba ao longo do Furo 1. 1) porosidade intercrystalina e móldica na associação AF1. 2) porosidade móldica e alongada em arenitos de AF2. 3) Porosidade reduzida e associada a *dissolution seams* da associação AF5. 57
- Figura 47 - Porosidade na microfácies Fb. A – poros intercrystalino (P) e porosidade intracrystal em cristal de pirita (P coloração esbranquiçada). B – porosidade intercrystalina e móldica e poro intragranular em cristal de pirita (P coloração esbranquiçada). 58
- Figura 48 - Porosidade geral nos arenitos do testemunho F₁Ia. A – poros móldico (Pm) e poros alongados (Pa) em contato com grãos terrígenos incluindo fragmento de rocha (Fr). B – poros alongados (Pa) e móldicos (Pm) em arenitos subarcósio muito finos s. C – fraturamento preenchido por calcita em arenito arcósio. D – poro alongado (Pa) em arenitos arcósio lítico. 58
- Figura 49 - Cimento de calcita fibrosa de granulação muito fina (F) ao redor de poros (Po) e de cristais de pirita (P) na microfácies Mm. 60
- Figura 50 - Cimento de calcita não ferrosa tipo *bladed* (Bl) sobre bioclasto (Bio) e matriz micrítica (M) com pirita disseminada (P) na microfácies Mm. 60
- Figura 51 - Cimento de calcita em arenito subarcósio. A – Cimento de calcita espática (C1 e C2). B -Cimento de calcita espática (C1) e preenchendo fratura (C2). 61
- Figura 52 - Sobrecrecimento de sílica em arenitos. A – Sobrecrecimento de sílica (setas vermelhas) e contatos de compromisso (setas brancas) em arenito arcósio. B – Sobrecrecimento de sílica (setas vermelhas) e contatos de compromisso (setas brancas) em arenito subarcósio. 62
- Figura 53 - Dolomita da microfácies Dt cujos cristais não ultrapassam granulação média. 63
- Figura 54 - Dolomita (D) intercalado com quartzo microcrystalino (S) e argila (A). 64
- Figura 55 - *Dissolution seams* subparalelos e descontínuos (setas) na microfácies Fb. 65
- Figura 56 - Feições de compactação química. A - estilólito de grande amplitude na microfácies Wf. B – *Dissolution seams* e estilólito irregular na microfácies Wt. C – estilólitos de baixa amplitude na microfácies Wf. 65
- Figura 57 - Contatos côncavos – convexos entre grãos de quartzo monocrystalino (setas vermelhas) em arenito arcósio. 66
- Figura 58 - Pirita na microfácies Mm. A – pirita subedral a eudral em calcita microcrystalina das microfácies Mf e Mm. B – Detalhe de cristais de pirita eudrais da microfácies Mf. 67
- Figura 59 - Cristais de Pirita eudral/subedral em subarcósio da fácies Am (P). Nicos paralelos. 68
- Figura 60 - Óxidos hidróxidos de ferro ao redor dos grãos detríticos (setas pretas) em arenitos subarcósios. Nicos paralelos. 69
- Figura 61 - Silicificação na microfácies Fb. A – silicificação da concha de braquiópode por quartzo autigênico (Q) e microquartzo (Mq) e calcedônia (Cal). B – detalhe de microquartzo (Mq) e calcedônia de hábito radial e alongação positiva (Cal). 70
- Figura 62 - Silicificação parcial da matriz dolomítica por quartzo microcrystalino (Sm) intercalado com argila (A), dolomita e grãos terrígenos na microfácies Ds. 70
- Figura 63 - Plagioclásio alterado (Pa) por caulinita em arenito arcósio lítico. 71

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Tabela de fácies, estruturas sedimentares e respectivos processos.	18
Tabela 2 - Tabela dos bioclastos suas características distintivas, tamanho e ocorrências nas fácies e associações de fácies (AF).	19
Tabela 3 - Tabela com a porcentagem total dos constituintes detríticos, cimento, porosidade e tipos de contato dos arenitos da unidade de estudo.	45
Tabela 4 - Tabela com o recálculo da porcentagem dos constituintes e a sigla das amostras no diagrama triangular de Folk (1968).	46
Tabela 5 - Sequência de eventos diagenéticos para as rochas da Formação Itaituba, em Uruará (PA).	52

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	IV
AGRADECIMENTOS	V
EPIGRAFE	VI
RESUMO	VII
ABSTRACT	VIII
LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE TABELA	XIII
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
2. OBJETIVOS	3
3. BACIA DO AMAZONAS	3
3.1 ASPECTOS ESTRUTURAIIS	3
3.2 PREENCHIMENTO SEDIMENTAR	4
3.3 GRUPO TAPAJÓS	7
4. PALEOGEOGRAFIA	9
5. MATERIAIS E MÉTODOS	11
5.1 ANÁLISE DE FÁCIES	11
5.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA	11
5.3 DIFRAÇÃO DE RAIOS X	13
6. DESCRIÇÃO DE FÁCIES E MICROFÁCIES	14
6.1 ASPECTOS GERAIS	14
6.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PLANÍCIE DE MARÉ (AF1)	20
6.2.1 Interpretação	27
6.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE CANAL DE MARÉ (AF2)	28
6.3.1 Interpretação	31
6.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LAGUNA (AF3)	32
6.4.1 Interpretação	36
6.5 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE BARRA BIOCLÁSTICA (AF4)	37
6.5.1 Interpretação	38
6.6 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PLATAFORMA EXTERNA (AF5)	39
6.6.1 Interpretação	40
7. MODELO DEPOSICIONAL	41
8. PETROGRAFIA DE ARENITOS	44
8.1 SUBARCÓSIOS	44
8.2 ARCÓSIOS	47
8.3 ARCÓSIOS LÍTICOS	49
8.4 DISCUSSÃO	51
9. DIAGÊNESE	52
9.1 MICRITIZAÇÃO	52
9.2 NEOMORFISMO	53
9.3 COMPACTAÇÃO FÍSICA	54
9.4 POROSIDADE	56
9.5 CIMENTAÇÃO	59
9.5.1 Cimento fibroso acicular	59
9.5.2 Cimento com textura <i>bladed</i>	60
9.6 DOLOMITIZAÇÃO	62
9.7 COMPACTAÇÃO QUÍMICA	64
9.8 FORMAÇÃO DE PIRITA	67
9.9 FORMAÇÃO DE ÓXIDO HIDRÓXIDO DE FE	69
9.10 SILICIFICAÇÃO	70
9.11 ALTERAÇÃO DE PLAGIOCLÁSIO	71
10. CONCLUSÃO	72
REFERÊNCIAS	73

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Rochas carbonáticas e evaporíticas são amplamente registradas na região oeste e centro-oeste do Estado do Pará, atraindo a pesquisa e exploração de empresas interessadas na prospecção de minerais industriais. Estas rochas têm sido atribuídas à Formação Itaituba de idade carbonífera, da Bacia do Amazonas, expostas principalmente nas margens do Rio Tapajós. Estes depósitos têm sido alvo de diversos trabalhos científicos, que os interpretaram como planície de maré/sabkha costeira, laguna e plataforma externa (Figueiras e Truckenbrodt 1987; Matsuda 2002; Matsuda *et al.* 2004; Cunha *et al.* 2007; Lima 2010). Nos últimos anos, ocorreu um aumento nos investimentos visando à exploração econômica dos recursos naturais nas regiões oeste e centro-oeste do estado, sendo as rochas carbonáticas um dos bens minerais mais visados. Dados de subsuperfície são raros e geralmente empresas de grande porte como a PETROBRÁS S. A são detentoras destes.

A cessão de testemunhos de sondagem pela empresa SABMIN à Universidade Federal do Pará propiciou a obtenção de informações sedimentológicas e estratigráficas que motivaram a realização desta pesquisa de mestrado. Estes testemunhos permitiram ampliar o conhecimento desta unidade em uma região distante a 300 km a leste de Itaituba.

O presente trabalho foi realizado na região centro – oeste do estado do Pará, nos arredores do município de Uruará (figura 1). O estudo se baseou na descrição de testemunho de sondagem cedido e prospectado em campanhas de mapeamento geológico. O acesso à região se dá via terrestre pela rodovia BR 230 (transamazônica).

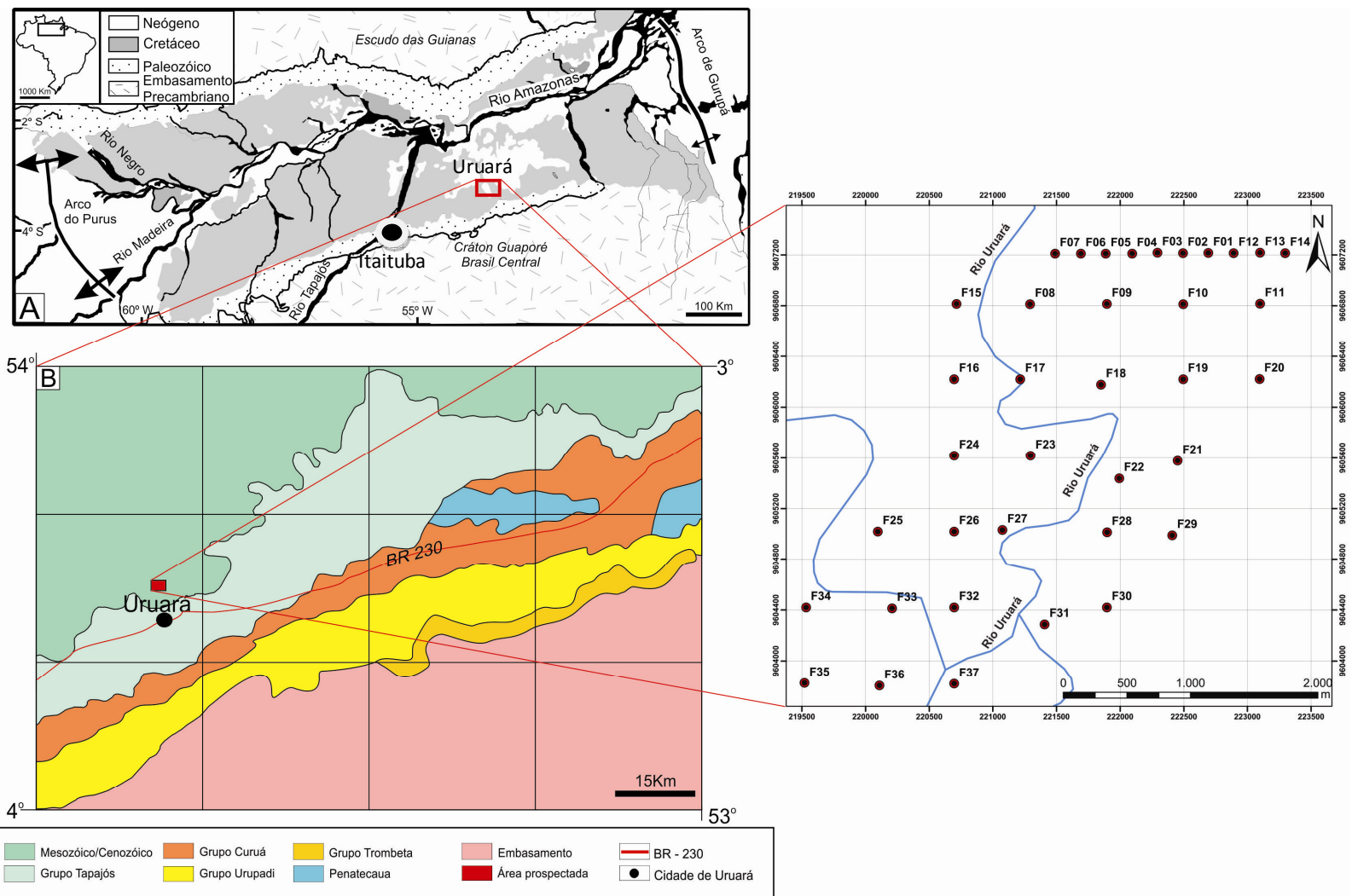


Figura 1 - Mapa de contextualização da área de trabalho A – Bacia do Amazonas. B – Mapa geológico da região de Uruará. C – Mapa da região prospectada com os testemunhos de sondagem perfurados, sendo o furo 1 cedido para a realização do atual trabalho.

2. OBJETIVOS

Este trabalho de pesquisa se propôs e constituir o paleoambiente da Formação Itaituba na região de Uruará – PA, borda sul da Bacia do Amazonas, bem como a descrição dos eventos diagenéticos. Ademais se realizou difração de raios x para elucidar dúvidas com relação à mineralogia dos constituintes.

3. A BACIA DO AMAZONAS

3.1 ASPECTOS ESTRUTURAIIS

A Bacia do Amazonas está localizada na região Norte do Brasil, englobando os estados do Amazonas e Pará. Geologicamente a Bacia está limitada a Norte pelo Escudo das Guianas, a Sul pelo Cráton do Guaporé, a Leste pelo arco de Gurupá e a Oeste pelo Arco de Purus (figura 1). Possui uma área de 500.000 km² e um preenchimento sedimentar máximo de até 5 km de espessura, seu formato é alongado e estreito de direção WSW-ENE (Cunha *et al.* 1994; Costa 2002; Zálan 2004; Cunha *et al.* 2007).

Segundo Cunha *et al.* (2007) a bacia desenvolveu-se por esforços distensivos, oriundos do fechamento do Ciclo Brasileiro. O autor postula que uma zona de alívio poderia ter se desenvolvido na Faixa Móvel Araguaia-Tocantins. Esta zona de alívio corresponderia ao *rift* precursor da Bacia do Amazonas, tendo ainda se propagado de leste para oeste devido à reativação de zonas de fraquezas pré-cambrianas. Após o evento distensivo ocorreu o resfriamento magmático, gerando subsidência termal e o posterior estabelecimento de uma sinéclise intracontinental.

Wanderley filho (1991) afirma que a bacia é caracterizada por estruturas transversais de idade fanerozóica, decorrente da reativação de estruturas pré-cambrianas. Durante a fase *rift* da bacia houve a reativação de falhas pré-existentes que ocasionaram a compartimentação em quatro blocos estruturais localizados entre os arcos de Purus e do Gurupá (figura 2).

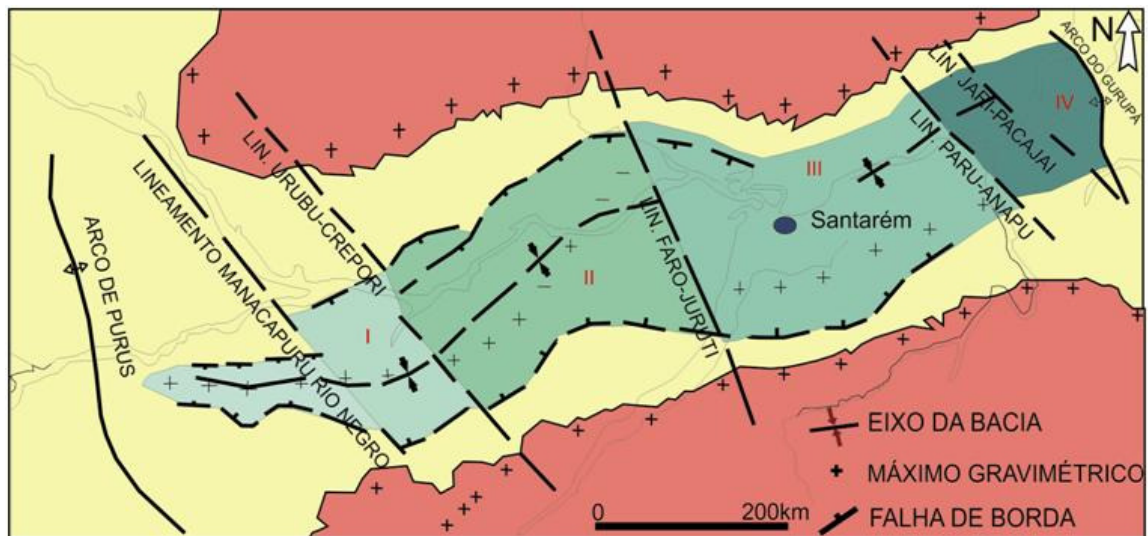


Figura 2 - Compartimentação tectônica da Bacia do Amazonas e seus quatro blocos estruturais, segundo Wanderley Filho (1991).

O bloco 1 corresponde a estruturas transtensivas e seu preenchimento sedimentar é a megasequência Devoniana-Carbonífera. O bloco 2 apresenta dobras e falhas inversas, o bloco 3 é caracterizado por falhas de empurrão e dobras e o bloco 4 apresenta dobras com linhas de charneira visíveis (Wanderley filho 1991; Costa 2002).

3.2. PREENCHIMENTO SEDIMENTAR

Após a etapa inicial de formação da bacia com o estabelecimento de movimentos distensivos, ocorreu à acumulação de unidades sedimentares e vulcanosedimentares (figura 3) no final do Ciclo Brasileiro (700 a 470 Ma) (Almeida e Hasui 1984). Estas unidades afloram contiguamente ao longo do Arco de Purus representadas pelas Formações Prosperança, interpretada como arenitos aluviais e fluviais, e Acari, constituída de carbonatos de planície de maré, ambas estão inseridas no Grupo Purus (Cunha *et al.* 2007).

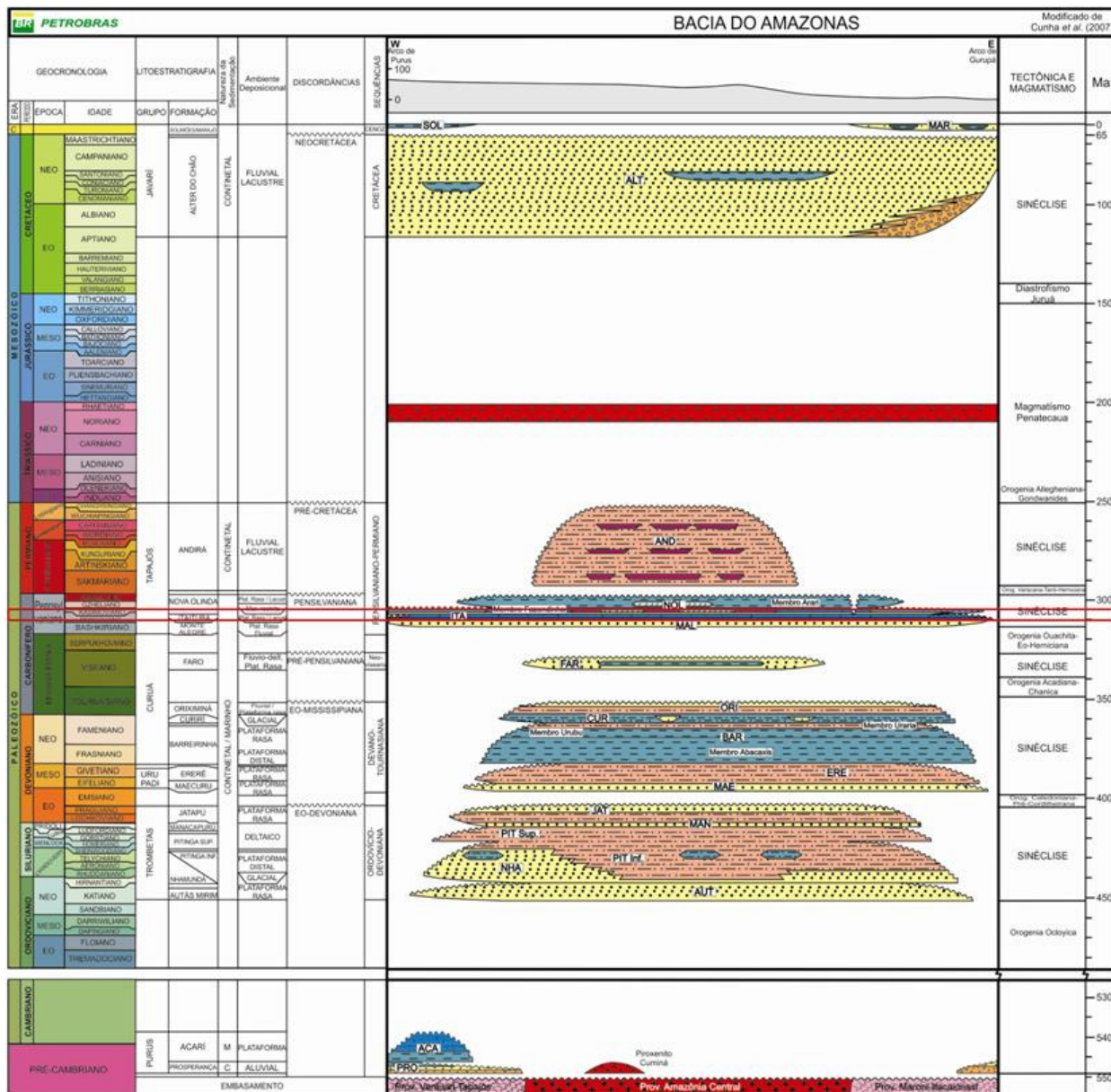


Figura 3 - Carta litoestratigráfica com o preenchimento sedimentar e vulcanosedimentar da Bacia do Amazonas segundo Cunha *et al.* (2007). Em vermelho destaque para a Formação Itaituba porção superior do Pensilvaniano (Moscoviano-Bashkiriano).

De acordo com os modernos conceitos da Estratigrafia de Sequências, o arcabouço litoestratigráfico (figura 3) da Bacia do Amazonas é composto por duas megassequências de primeira ordem, a Paleozóica e a Mesozóico-Cenozóico. A megassequência Paleozóica é dividida em quatro sequências de segunda ordem: Ordovício - Devoniana, Devoniana - Tournasiana, Neoviseana e Pensilvaniano - Permiano. Estas sequências são separadas entre si por discordâncias regionais.

A sequência Ordovício - Devoniana foi depositada em um evento transgressivo regressivo, com os sedimentos originados de ambientes marinhos e glaciais, correspondendo ao Grupo Trombetas, este grupo se divide da base para o topo nas formações Autás - Mírim, constituída de arenitos e folhelhos, Nhamundá, composta de arenitos e diamictitos, Pitinga, representada por folhelhos e diamictitos, Manacapuru, formada por arenitos e pelitos e Jatapu, constituída de arenitos e siltitos. O topo da sequência é truncado por uma discordância originada da Orogenia Caledoniana (Cunha *et al.* 2007).

A sequência Devoniana - Tournasiana foi depositada em um evento transgressivo, decorrente de subsidência tectônica e posterior invasão marinha, seguido de um pequeno pulso regressivo. Durante esses eventos depositaram-se os grupos Urupadi e Curuá, interpretados como depósitos marinhos de plataforma rasa. O Grupo Urupadi é dividido nas formações Maecuru, constituída de arenitos e pelitos e Ererê, composta por siltitos, folhelhos e arenitos. O Grupo Curuá é constituído das formações Barreirinhas, composta por folhelhos, Curiri, que consiste em argilitos, siltitos e diamictitos e Oriximiná, com uma intercalação de siltitos e folhelhos. O topo desta sequência encerra-se com o truncamento da unidade por uma discordância regional advinda da Orogenia Acadiana (Cunha *et al.* 2007).

Após o estabelecimento da discordância houve a deposição da sequência Neoviseana, correspondente a Formação Faro, constituída de arenitos e pelitos. Esta sequência encerra-se no topo por uma discordância regional originária da Orogenia Eo - Herciniana resultando em uma grande erosão de parte da unidade (Cunha *et al.* 2007).

A sequência Pensilvaniana - Permiana deposita-se após um hiato de 15 Ma e corresponde a um depósito transgressivo - regressivo, com a invasão marinha vinda de oeste e ultrapassando o arco de Purus (Matsuda *et al.* 2006; Cunha *et al.* 1994). Durante essa sequência formou-se o Grupo Tapajós que engloba as formações Monte Alegre, constituída de arenitos, siltitos, folhelhos, dolomitos e calcários, Itaituba, composta de calcários, dolomitos,

evaporitos, arenitos e folhelhos fossilíferos, Nova Olinda, representada por calcários e evaporitos e Andirá, constituída de arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados (Cunha *et al.* 2007; Matsuda *et al.* 2004).

Após a deposição desta sequência houve o estabelecimento da orogenia Gondwanides, originária da colisão de Laurásia e Gondwana, resultando em fraturamentos regionais no escudo das Guianas, passando pela Bacia do Amazonas provocando soerguimentos e erosões. Posteriormente a estes acontecimentos a tectônica intraplaca age formando esforços distensivos de direção leste - oeste, seguido de magmatismo básico na forma de enxame de diques e soleiras de rochas básicas (Cunha *et al.* 2007; Wanderley Filho *et al.* 2006).

A abertura do Oceano Atlântico e a zona de subducção andina resultaram em um evento de reativação de estruturas tectônicas pretéritas, de direções ENE - WSW e WNW – ESSE, chamado de Diastrofismo Juruá (Zálan 2004). Em seguida ao Diastrofismo Juruá um relaxamento tectônico estabelece-se gerando uma zona de subsidência para a acumulação da megassequência Mesozóica-Cenozóica, constituída pelas sequências Cretácea e Terciária que constituem o Grupo Javari, representado pelas Formações Alter do Chão, composta de conglomerados, arenitos, argilitos, siltitos e folhelhos e Solimões, de composição arenosa e pelítica. Durante o Cretáceo houve o estabelecimento de um sistema fluvial que corria de leste para oeste, porém devido ao soerguimento andino ocorrido no limite Cretáceo/Terciário os rios cretáceos transformaram - se em lagos rasos de água doce, contendo restos vegetais e conchas de moluscos. Após o completo desenvolvimento dos Andes durante o Mioceno, a bacia passou a ser suprida pelos sedimentos oriundos da orogenia e o fluxo passou a correr em direção ao Oceano Atlântico (Cunha *et al.* 2007).

3.3. GRUPO TAPAJÓS

A área de trabalho está situada a SSE do centro da bacia e tem por unidades aflorantes o Grupo Tapajós, com espessura sedimentar máxima de 2800 m, depositados no Carbonífero médio ao Permiano (figura 4) (Cunha *et al.* 2007; Matsuda *et al.* 2004; Vásquez e Rosa–Costa 2008). O Grupo Tapajós pode ser individualizado estratigraficamente em quatro formações: Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

A Formação Monte Alegre é interpretada por Cunha *et al.* (1994) como arenitos eólicos e de *wadii* intercalados com folhelhos e siltitos de lagos e interdunas. O contato entre

as formações Monte Alegre e Itaituba se dá por uma camada contínua de anidrita ao longo da bacia (Caputo 1984) e segundo Cunha *et al.* (1994) o contato se é feito pela passagem de arenitos espessos para depósitos de calcários. Daemon & Contreiras (1971), com base na ocorrência de foraminíferos, indicaram um ambiente marinho, porém Costa & Selbach (1981) sugerem ambiente litorâneo, provavelmente um delta alimentado por rios *braided* e campos de dunas costeiras.

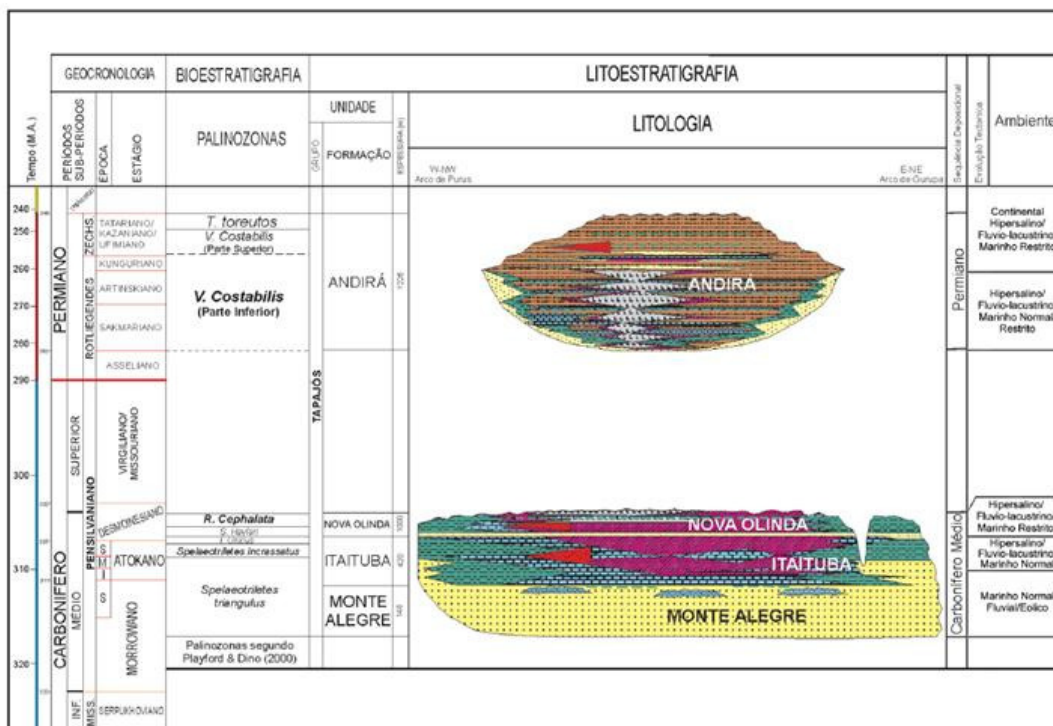


Figura 4 - Carta litoestratigráfica do Grupo Tapajós, mostrando as palinozonas correspondentes às formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá. Fonte: Matsuda *et al.* (2004).

A Formação Itaituba corresponde a depósitos calcários de inframaré e evaporitos de *sabkha* (Cunha *et al.* 1994). Esta unidade destaca-se pelo grande conteúdo de calcário, que a diferencia das demais unidades do Grupo Tapajós (Matsuda *et al.* 2004). O contato com a Formação Nova Olinda é gradacional. Baseado em análises microfaciológicas Matsuda (2002) identificou sete subambientes: plataforma externa, barra bioclástica, laguna, intermaré/supramaré, *sabkha*, planície de supramaré e flúvio-eólico. Moutinho (2006) através de tafonomia de invertebrados identificou tafofácies indicativas de ambientes marinho com indicação de transgressões e máximo afogamento.

A Formação Nova Olinda é interpretada como depósitos de *sabkha*. Esta unidade é dividida formalmente em dois membros: Fazendinha, composto de folhelhos, carbonatos, anidritas, halitas e, localmente, silvita, de interesse econômico por se tratar de cloreto de

potássio. Esses sedimentos essencialmente químicos evaporíticos, foram depositados em ambientes marinho raso, de planícies de *sabkha* e lagos hipersalinos, e o Membro Arari documenta uma ampla diminuição ou quase ausência de fósseis marinhos, a inexistência de carbonatos marinhos e a associação de folhelhos e siltitos com pacotes de halitas cristaloblásticas. Estas últimas apresentam redes de argilas na sua trama interna, resultantes de retrabalhamento de seções salíferas mais antigas, que foram soerguidas nas bordas da bacia e redepositadas nas áreas mais centrais (Cunha *et al.* 1994 e 2007).

A Formação Andirá é atribuída a um ambiente continental fluvial com depósitos lagunares. O contato entre as formações Andirá e Nova Olinda é discordante associada a Orogenia Tardi Herciniana (Cunha *et al.* 1994 e 2007).

4. PALEOGEOGRAFIA

A Formação Itaituba é normalmente descrita baseada nas associações de fácies, microfácies e na taxonomia de invertebrados e conodontes, como pertencente ao Neocarbonífero (Daemon & Contreiras 1971; Carozzi *et al.* 1972; Figueiras & Truckenbrodt 1987; Cunha *et al.* 1994; Cunha *et al.* 2007; Scomazzon 1999; Playford & Dino 2000; Lemos & Scomazzon 2001; Matsuda 2002; Matsuda *et al.* 2004; Moutinho 2006). Durante o Neocarbonífero os blocos continentais se amalgamavam para formar o futuro super continente Pangea, causando o processo de desertificação registradas nas bacias intracratônicas brasileiras (Lima 2010), neste contexto a Bacia do Amazonas encontra-se no Cráton Amazonas posicionada segundo Loczy (1966) na porção sudoeste do globo, entre as latitudes 0° e 30° (Rowley 1985) indicando um posicionamento paleogeográfico em uma zona quente e úmida, afastada da região glacial que afetou as porções proximais ao polo sul durante o Neocarbonífero-Eopermiano (Wopfner 1999) (figura 5).

Segundo Almeida & Carneiro (2000) o Neocarbonífero é marcado por um ciclo transgressivo-regressivo registrado em todas as sinéclises brasileiras. Loczy (1966), Almeida & Carneiro (2000) e Cunha *et al.* (2007) atribuem a Formação Itaituba como o registro da invasão marinha durante este período, isso se deve à formação de carbonatos e a assembléia fossilífera essencialmente marinha. Essa grande inundação é originada dos efeitos de degelo nas regiões polares de Gondwana (Caputo & Crowell 1985; Moutinho 2006; Cunha *et al.* 2007).

Segundo Cunha *et al.* (1994) e Almeida & Carneiro (2000) o mar invadiria a Bacia do Amazonas pela porção NW-W da Bacia e pela borda ativa de Gondwana a grande transgressão fez com que o arco de Purus deixasse de ser uma barreira para a sedimentação fazendo com que essa transgressão fosse registrada tanto na Bacia do Amazonas como na Bacia do Solimões. Loczy (1966) afirma que as porções mais profundas deste mar estariam provavelmente no Equador oriental estendendo-se a partir de NW por toda a fossa Amazônica. Seguindo-se a grande transgressão houve uma regressão associada à orogenia tardi-herciniana resultando na retirada do mar advindo de NW e isolamento de pequeno lagos salinos registrados na Bacia do Amazonas pela Formação Nova Olinda (Cunha *et al.* 1994; Cunha *et al.* 2007).

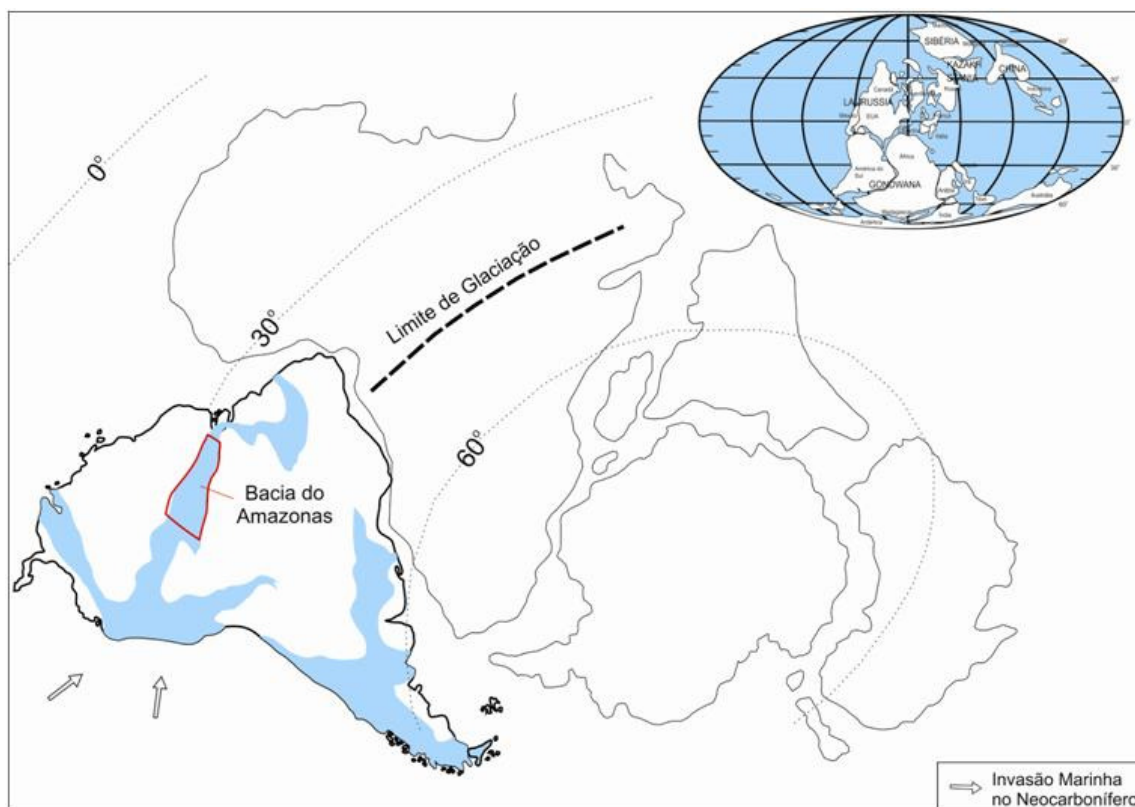


Figura 5 - Posicionamento paleogeográfico da bacia do Amazonas durante os eventos do Neocarbonífero – Eopermiano. (modificado de Lockzy 1966; Rowlet *et al.* 1985 e Wopfner 1999).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

As metodologias abordadas nesta dissertação de mestrado foram: a análise de fácies, análise petrográfica e difração de raios x.

5.1. ANÁLISE DE FÁCIES

O modelamento de fácies segundo Walker (1992) e usada no presente trabalho envolve:

- 1) reconhecimento de fácies sedimentares, caracterizando a composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares e padrões de paleocorrente;
- 2) compreensão dos processos sedimentares que geram as determinadas fácies e;
- 3) fácies cogenéticas e contemporâneas agrupadas em associação de fácies, que refletem os diferentes ambientes e subambientes.

A descrição e caracterização das fácies foram auxiliadas por perfis colunares.

5.2. ANÁLISE PETROGRÁFICA

A análise petrográfica foi realizada após a descrição macroscópica do furo de sondagem e individualização das fácies. Foram confeccionadas 35 lâminas delgadas de acordo com cada litologia, para a posterior identificação de carbonatos e arenitos seguindo Dunham (1962), Folk (1962), Embry e Klovan (1971), Folk (1974), Pettijohn 1975; Tucker (1992 e 2003) e Flügel (2004). A descrição se dividiu em:

1. Descrição dos constituintes de cada rocha: matriz, cimento, bioclastos, grãos siliciclásticos e processos diagenéticos e determinação do nome da rocha (figura 6);
2. Impregnação das rochas com epóxi azul, para a visualização da porosidade (Tucker 1992);
3. Contagem de 300 pontos em cada lâmina para a determinação da porcentagem dos constituintes de cada rocha, dos tipos de contatos e o empacotamento (Flügel 2004; Tucker 1992; Tucker 2012);

4. Tingimento com alizarina vermelho S para a distinção mineralógica de calcita e dolomita e ferrocianeto de potássio para distinção de calcita ferrosa e calcita não ferrosa (Adams *et al.* 1984);
5. Dar nome a microfácies e individualizar todos os processos diagenéticos atuantes nas rochas da área de estudo e classificando o tamanho dos cristais de acordo com Folk (1962) (figura 7);
6. Elaboração de pranchas com as fotomicrografias representativas das microfácies, seus constituintes e aspectos diagenéticos;

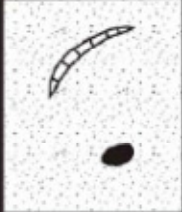
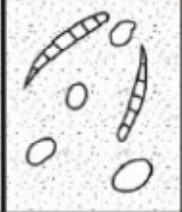
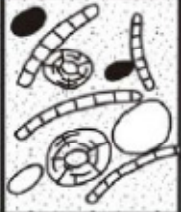
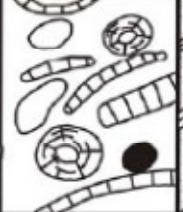


TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					TEXTURA DEPOSICIONAL NÃO RECONHECÍVEL
Componentes originais não "ligados" durante a deposição			Componentes originais ligados durante a deposição		
Contém lama (partículas com tamanho argila/silte fino)		Sem lama			
Arcabouço Suportado pela matriz		Arcabouço Suportado pelos grãos	Arcabouço Suportado pelos grãos		
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Carbonato Cristalino
					

Figura 6 - Classificação de rochas carbonáticas segundo Dunham (1962).

DIÂMETRO DOS CRISTAIS	CONSTITUINTES AUTIGÊNICOS
> 4 mm	Cristais extremamente grossos
1 mm - 4 mm	Cristais muito grossos
0.25 mm - 1 mm	Cristais grossos
0.062 mm - 0,25 mm	Cristais médios
0.016 mm - 0,062 mm	Cristais finos
0.004 mm - 0,016 mm	Cristais muito finos
< 0.004 mm	Afanocristalino

Figura 7 - Classificação do diâmetro dos cristais carbonáticos segundo Folk (1962).

5.3. DIFRAÇÃO DE RAIOS X

A análise por difração de raios x fornece informações das principais fases minerais presentes nos carbonatos e arenitos da unidade em estudo. Esta técnica instrumental consiste na análise mineralógica de rocha total previamente pulverizada (método do pó) no Laboratório de caracterização mineral da UFPA utilizando-se um difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical, equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$). A identificação mineralógica é efetuada com o auxílio do *software* X'Pert HighScore Plus, que compara os resultados com as fichas do banco de dados do *International Center on Diffraction Data* (ICDD).

6. DESCRIÇÃO DE FÁCIES E MICROFÁCIES

6.1 ASPECTOS GERAIS

As fácies foram codificadas de acordo com o trabalho de Miall (1977), onde a letra inicial maiúscula representa a litologia e as letras minúsculas correspondem às estruturas sedimentares principais.

A região de Uruará, localizada na borda sul da Bacia do Amazonas, distante 300 km a leste de Itaituba é um dos lugares com as maiores ocorrências da Formação Itaituba principalmente em pedreiras e em escarpas ao longo do Rio Uruará. Dentre os principais trabalhos de estratigrafia do Carbonífero da referida área destacam-se Matsuda (2002) e Lima (2010), nos quais pôde-se fazer uma aproximação da posição estratigráfica dos testemunhos de sondagem da região de Uruará (figura 8), relativamente próximos do posicionamento proposto por Lima (2010).

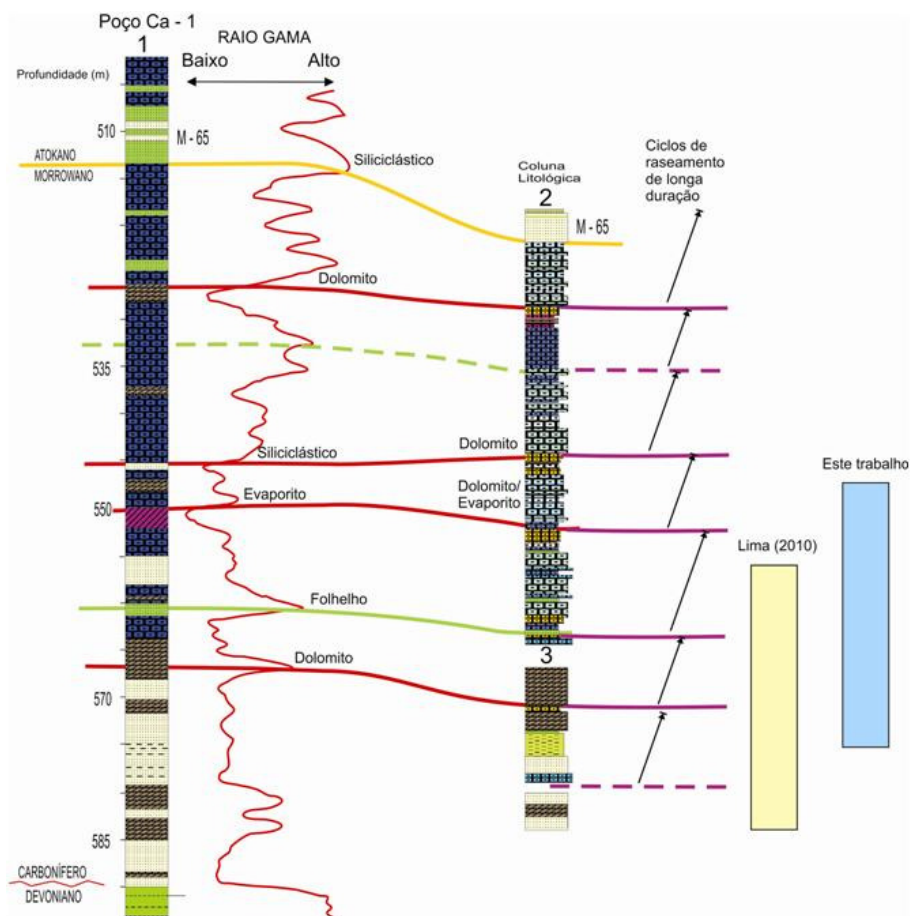


Figura 8 - Correlação dos perfis 1 e 2 segundo Matsuda (2002) e a posição estratigráfica dos perfis de Lima (2010) e deste trabalho em relação aos perfis de Matsuda.

A sucessão estudada abrange o Morrowano - Atokano e em geral as rochas encontradas na área de estudo são calcários acinzentados, margas verdes com laminação cruzada cavalgante, arenitos brancos com laminação cruzada e estratificação cruzada acanalada, siltitos cinzas com laminação cruzada, siltitos maciços vermelhos e folhelhos negros maciços, além de dolomitos maciços a laminados. Dos 36 testemunhos avaliados e descritos macroscopicamente para a realização do processo de implantação de mina calcária em Uruará (figura 9), foi descrito e detalhado petrograficamente apenas o furo F₁ Ia (figura 11), onde foram identificadas 18 fácies e microfácies (figura 10) agrupadas em 5 associações interpretadas como: planície de maré, canal de maré, laguna, barra bioclástica e plataforma externa (tabela 1).

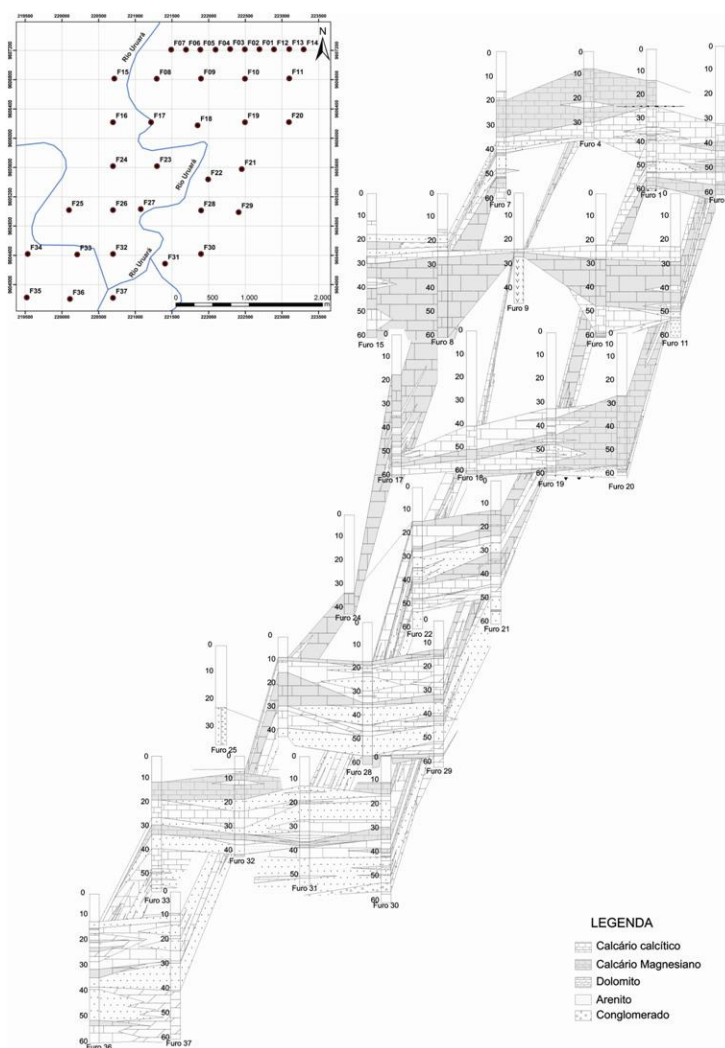


Figura 9 - Correlação litológica macroscópica em 3d, dos 36 testemunhos de sondagem, classificados de acordo com as análises químicas em calcários calcíticos, calcários magnesianos, dolomitos, arenitos e conglomerados.

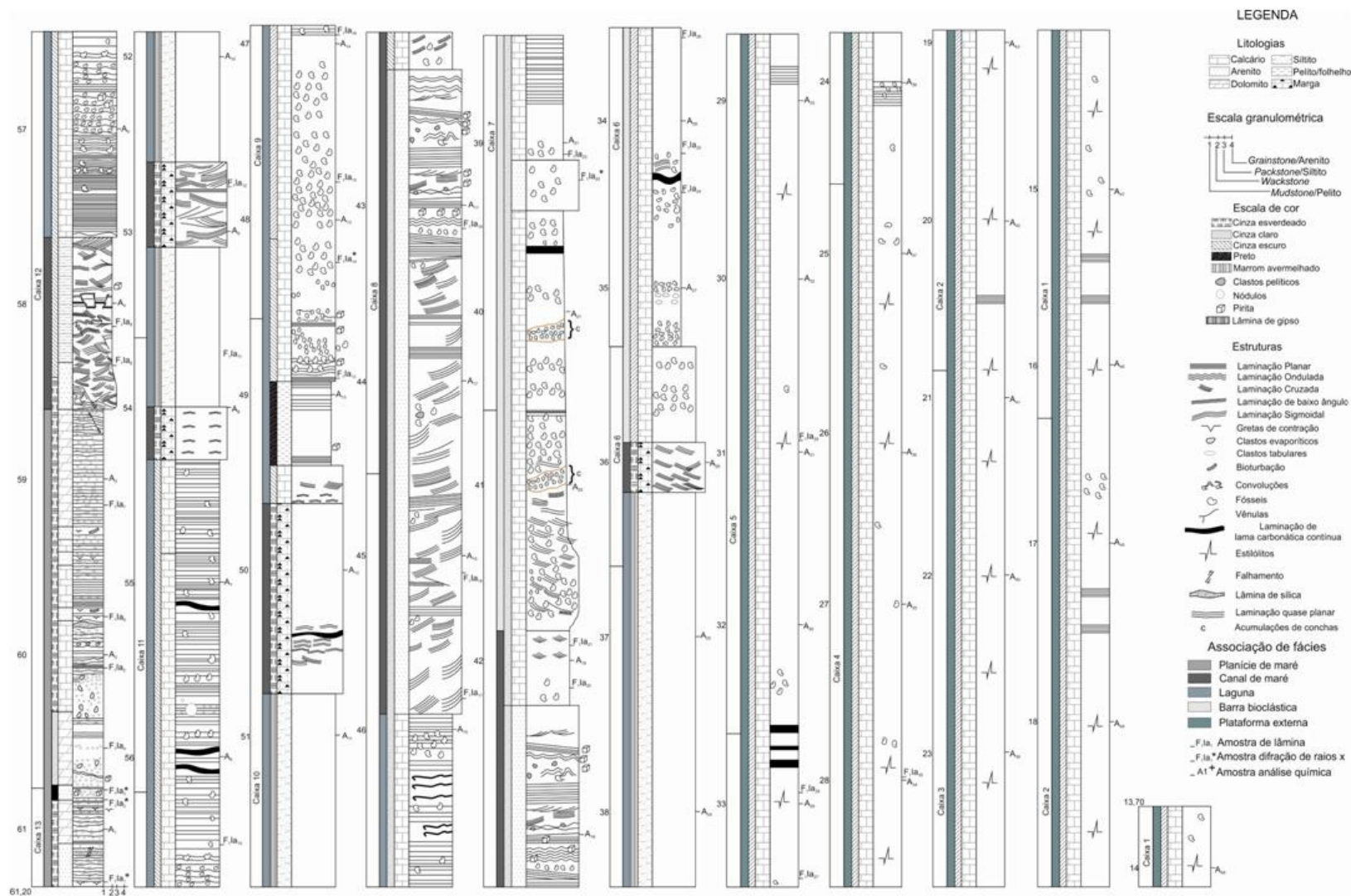


Figura 10 - Perfil estratigráfico do furo F_{11a} com suas respectivas litologias, estruturas sedimentares e suas associações de fácies.

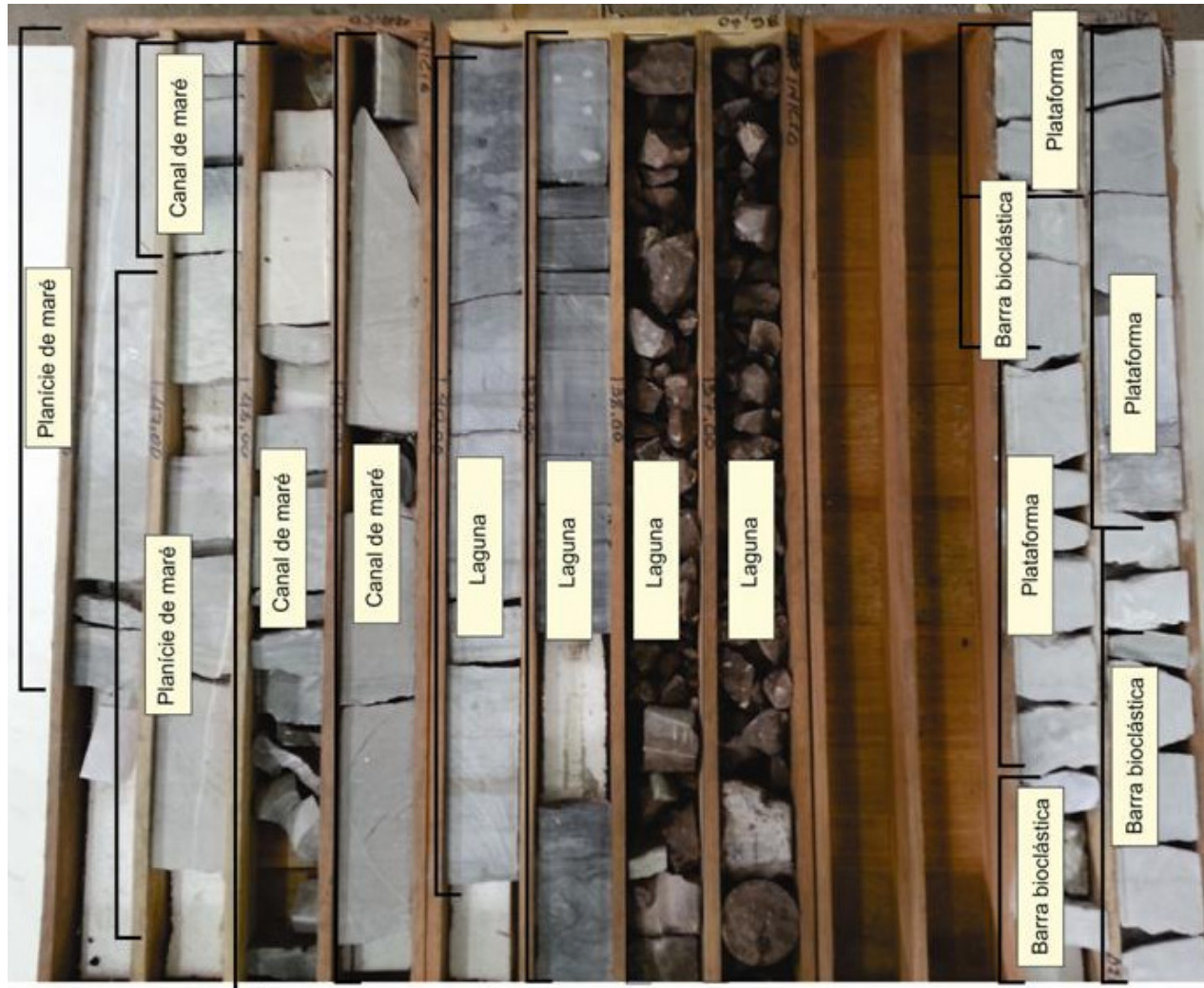


Figura 11 - Testemunho de sondagem F₁Ia da Formação Itaituba na região de Uruará, PA, com seus respectivos subambientes identificados.

Tabela 1 - Tabela de fácies, estruturas sedimentares e respectivos processos.

Fácies/Microfácies	Estruturas	Processo
Arenito com <i>rip up clasts</i> (Arc)	Laminação plano paralela, gretas de contração e <i>rip up clast</i> ;	Deposição em leito plano; exposição e posterior dissecação;
Dolomito fino laminado (DI)	Laminação plano paralela a levemente ondulada;	Precipitação bioquímica com alternância de granulometria;
<i>Dolomudstone</i> com grãos terrígeno (Dt)	Maciço com grãos de quartzo disseminados na matriz;	Precipitação bioquímica com influxo de terrígenos;
Dolomito silicificado com grãos terrígenos (Ds)	Laminação plano paralela a localmente ondulada, com microfalhas;	Precipitação bioquímica, alternância de cristais de diferentes granulções e influxo trativo, localmente deformação sinsedimentar;
Arenito maciço (Am)	Maciço com cristais de pirita disseminados;	Liquefação e rápida deposição com filmes de argilitos;
Arenito com laminação <i>wavy</i> (Aw)	Laminação cruzada <i>wavy</i> ;	Alternância de tração e suspensão, sob ação de correntes de maré;
Siltito com laminação cruzada (Sc)	Laminação cruzada de baixo ângulo a ondulada, localmente laminação convoluta;	Alternância de tração e suspensão em fluxo oscilatório, sobrecarga e liquefação;
Marga com laminação cruzada (Mc)	Laminação cruzada cavalgante;	Precipitação química e processos trativos e suspensivos, sob ação de fluxo oscilatório;
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Ac)	Estratificação cruzada acanalada e subordinadamente laminação cruzada coberta por lama;	Migração de dunas subaquosas de cristas sinuosas em regime de fluxo inferior; <i>foresets</i> cobertos por lama;
Siltito maciço (Sm)	Maciço;	Deposição por suspensão;
Folhelho maciço (Fm)	Maciço e localmente laminado com pirita;	Deposição por suspensão e rápido influxo trativo;
<i>Mudstone</i> com fósseis (Mf)	Maciço com conchas;	Precipitação bioquímica e proliferação de organismos;
<i>Floatstone</i> com braquiópodes (Fb)	Maciço com fósseis de braquiópodes;	Precipitação bioquímica e proliferação de braquiópodes;
<i>Mudstone</i> maciço (Mm)	Maciço;	Precipitação bioquímica;
<i>Grainstone</i> fóssilífero e oolítico (Gf)	Laminação cruzada, fósseis e oóides;	Precipitação bioquímica com migração de marca ondulada;
<i>Grainstone</i> com grãos terrígenos (Gt)	Laminação cruzada, terrígenos, fósseis e oóides	Precipitação bioquímica com migração de marca ondulada;
<i>Wackestone</i> fóssilífero (Wf)	Maciço e localmente plano paralela;	Precipitação bioquímica;
<i>Wackestone</i> com grãos terrígenos (Wt)	Maciço com fósseis e grãos de quartzo	Precipitação bioquímica com influxo trativo;
<i>Mudstone</i> maciço (Mm)	Maciço com fósseis;	Precipitação bioquímica com atividade biológica;

Os constituintes das rochas carbonáticas identificados incluem bioclastos, oóides, intraclastos, pelóides, agregados e grãos terrígenos, além de precipitados diagenéticos. Os bioclastos são de braquiópodes, equinodermas, bivalves, gastrópodes, foraminíferos, briozoários, artrópodes, algas e indiferenciados, sendo descritos e classificados de acordo com a tabela 2.

Tabela 2 - Tabela dos bioclastos suas características distintivas, tamanho e ocorrências nas fácies e associações de fácies (Af)

<u>Af</u>	<u>Bioclasto</u>	<u>Fácies</u>	<u>Tamanho (µm)</u>	<u>Composição</u>	<u>Descrição</u>
3,4 e 5	Braquiópodes	Mf, Ff, Gf, Gt, Wt, Wf e Mm	30 - 2500	Calcita e Sílica	Possuem extinção ondulante e variada cor de interferência, estrutura <i>punctae</i> , ornamentação interna preservada. Os espinhos estão em seção transversal, extinção ondulante e núcleo oco. Foi identificado o gênero <i>cosmopolita SP</i> na microfácies Wf.
4 e 5	Equinodermas	Gf, Gt, Wf e Wt	90 - 500	Calcita	Possuem textura em peneira compostos por único cristal e por vezes com precipitação de cimento sintaxial de calcita espática. Os espinhos estão na seção transversal com ornamentação interna radial.
3,4 e 5	Bivalves	Mf, Gf, Gt, Wt e Wf	40 - 180	Calcita	A ornamentação interna é quase ausente, porém quando presente está na forma subparalela, extinção ondulante e forte cor de interferência.
4 e 5	Gastrópodes	Gf, Gt, Wt e Wf	120 - 260	Calcita espática e microcristalina	Extinção ondulante, baixa cor de interferência. As conchas possuem forma de câmara e de espirala.
4 e 5	Foraminíferos	Gt, Gf e Wf	30 - 260	Calcita microcristalina	Forma alongada a arredondada, multicâmaras monossériadas e bisseriadas. Os fusilínídeos têm características estreptospirais alongados e as câmaras preenchidas por calcita microcristalina. Os miliólídeos tem forma arredondada espiralada e as câmaras são preenchidas por calcita espática.
4 e 5	Briozoários	Gf e Wf	100 - 320	Calcita	Os zoécios são preenchidas por calcita microcristalina e por vezes contém grãos terrígenos e em alguns cortes é preservado os filamentos internos zoóides.
5	Artrópodes	Gf, Wf e Wt	210 - 2400	Calcita	Extinção prismática ondulante escura que forma bandas escuras ao longo do fragmento. A geometria é caracterizada por uma acentuada curvatura que por vezes forma um arco, poros tubulares cortam a carapaça e baixa a média cor de interferência. O único grupo discernível em lâmina foram os ostracodes que formam pares de valvas desiguais, e na junção das conchas formam uma terminação recurvada, os fragmentos são conchas inarticuladas cimentadas por calcita espática de extinção ondulante.
5	Algas	Wf e Wt	420 - 800	Calcita	Micritizados, por vezes substituindo a estrutural celular interna, apesar da micritização, a preservação dos tálus ocorre. Devido a morfologia interna radial encaixam-se como as algas filoides.
3 e 4	Indiferenciados	Mf e Gf	100 - 1500	Calcita e sílica	Nesta categoria se encaixam os fragmentos de bioclastos que devido aos processos diagenéticos como a cimentação, dolomitização, silicificação e micritização obliteram as estruturas diagnósticas dos fósseis e também aos processos de desarticulação oriunda do transporte.

6.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PLANÍCIE DE MARÉ (AF1)

Esta associação é constituída por arenito com *rip up clasts* (Arc), dolomito fino laminado (DI), arenito maciço (Am), *dolomudstone* com grãos terrígenos (Dt) e dolomito fino silicificado (Ds).

Os arenitos com *rip up clasts* são cinza esverdeados constituídos de quartzo monocristalino de extinção ondulante, variando de 10 μm a 175 μm e por vezes fraturados. Os grãos são subangulosos a subarredondados (53%). Os *rip up clasts* (44%) são angulosos a subangulosos e variam em tamanho de 30 μm a 1800 μm (figura 12). Quando vistos em lâmina possuem uma laminação interna planar (figura 13a) e pode ser observado muscovita detrítica (2%) cujo comprimento chega a 55 μm . A porosidade é quase ausente (1%) e é composta de poros móldicos de até 40 μm . Subordinadamente ocorrem fraturas preenchidas por quartzo e argilominerais (figura 13b). A composição mineralógica foi confirmada por difração de raios x revelando ainda, além de quartzo e muscovita, plagioclásio (figura 14).

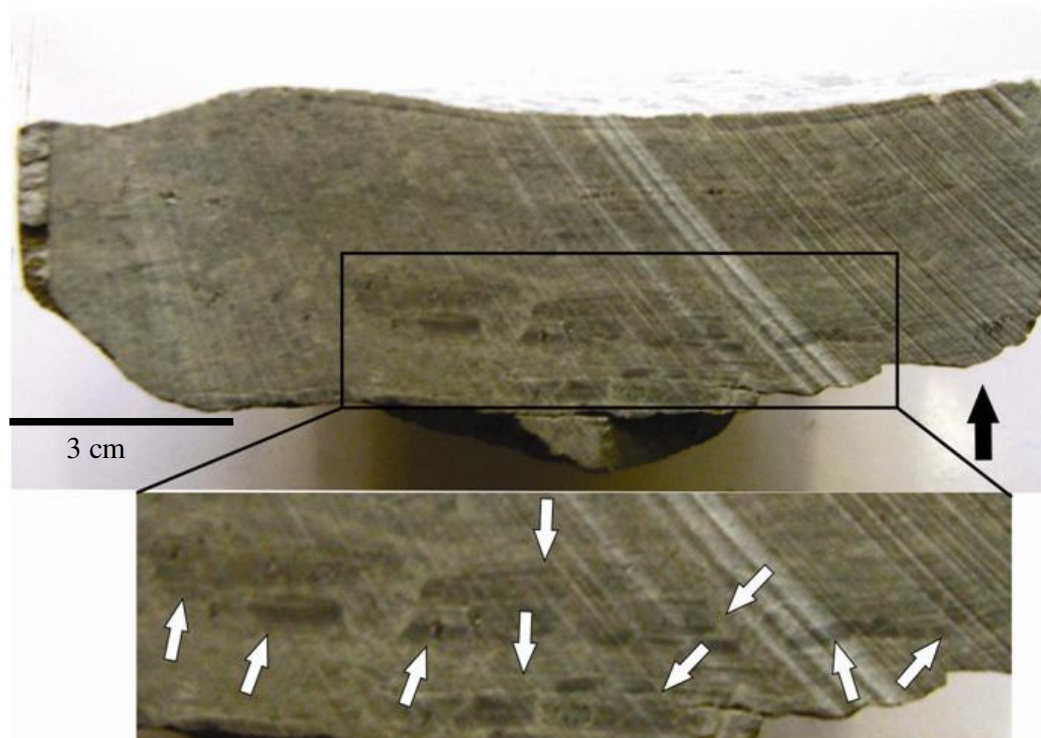


Figura 12 - *Rip up clasts* subangulosos a angulosos em forma alongada, em matriz siliciclástica fina.

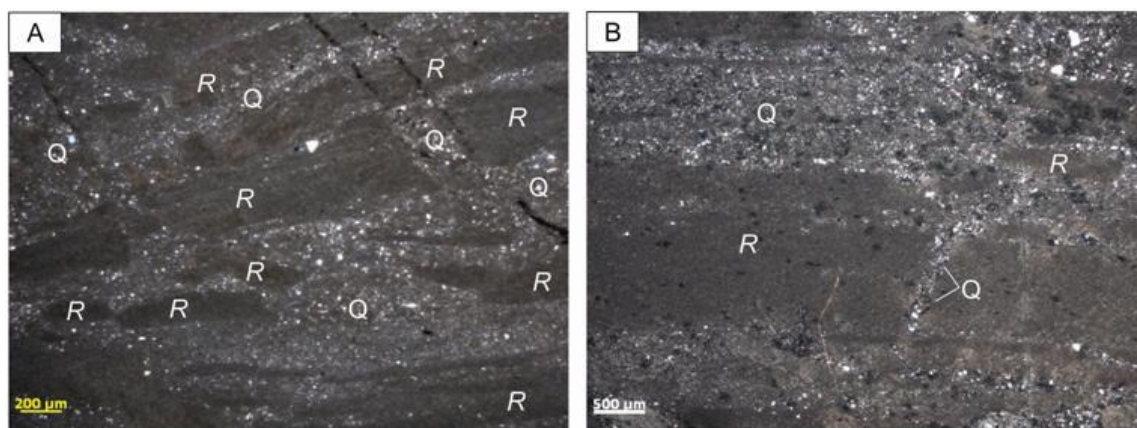


Figura 13 - Microfácies Arc. A: R – *rip up clasts* laminados de granulação muito fina a fina. Q – quartzo detrítico monocristalino, subanguloso a subarredondado. B: R – *rip up clast*. Q – quartzo monocristalino e fratura preenchida por sílica e subordinadamente argila.

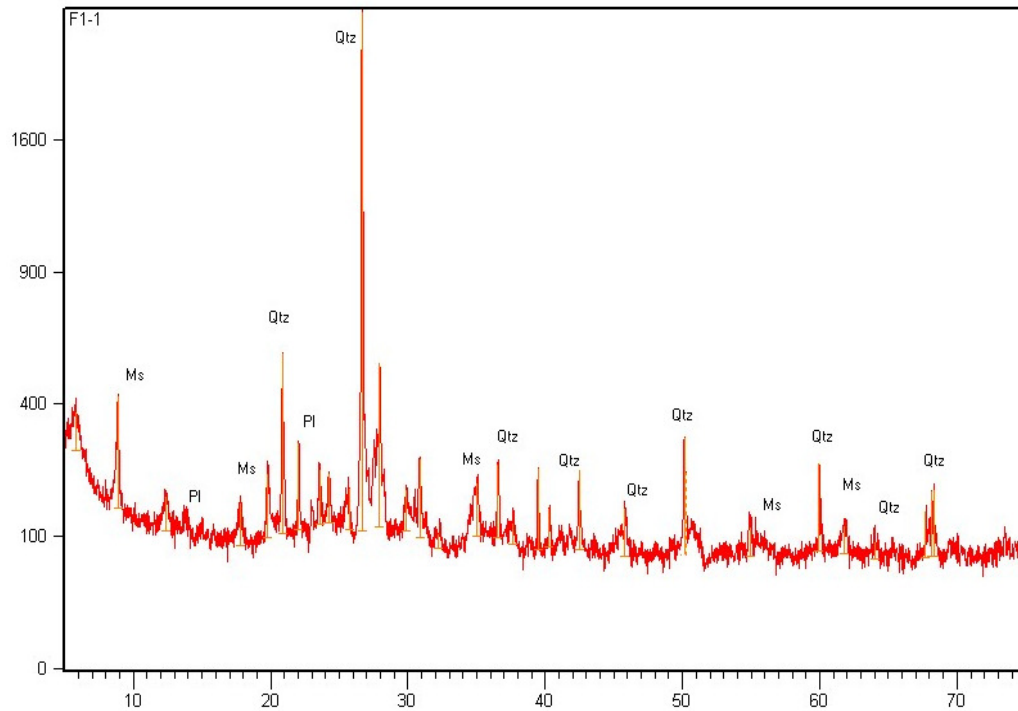


Figura 14 - Difratoograma de raios x mostrando a mineralogia da matriz dominada por quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl) e muscovita (Ms).

A microfácies Dolomito fino laminado (D1) é de coloração cinza apresentando laminação planar matriz fina (75%) variando de 4 μm a 16 μm (figura 15a) e calcita espática (15%), na forma de cimento de granulação grossa chegando a 250 μm , preenchendo poros (figura 15c). Ocorrem ainda grãos autigênicos na borda dos poros (1,5%) (figura 15b), pirita euedral a subedral (figura 15b) variando em tamanho de 20 μm até 80 μm , óxido/hidróxido de ferro (6%) impregnando *dissolution seams* (figura 15d) e pelóides arredondados a subarredondados constituídos de lama carbonática (2,5%).

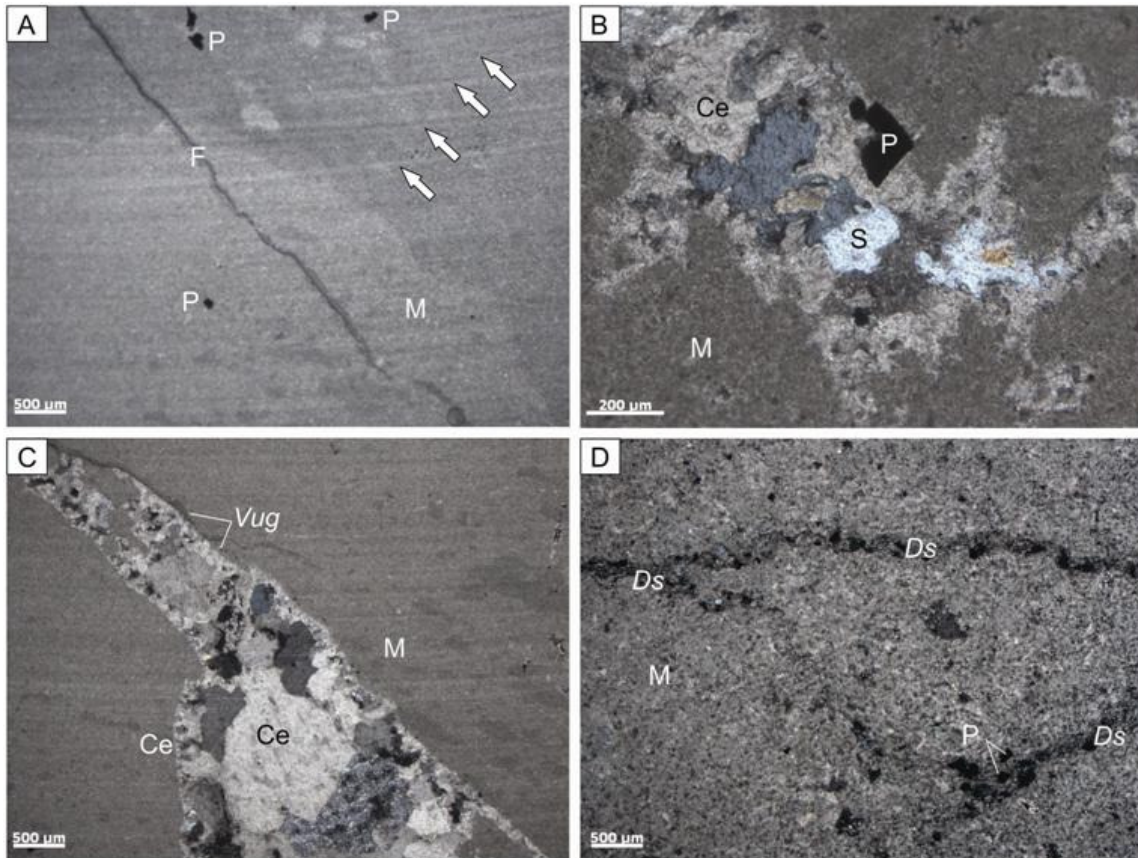


Figura 15 - Microfácies DI. A: M - Dolomito afanocristalino com laminação planar a levemente inclinada (setas brancas). B - Matriz dolomítica (M) e calcita espática (Ce) de granulação média a grossa preenchendo poro, quartzo autigênico e pirita subbedral (P). C - Calcita espática (Ce) preenchendo poro. D - feição de *dissolution seams* impregnada por óxidos/hidróxidos de ferro.

A fácies Arenito maciço (Am) é de coloração preta, sendo comum a presença de cristais de pirita com tamanho de 10 μm a 80 μm (figura 16b). O arenito é muito fino a fino com grãos subangulosos a subarredondados, moderadamente a bem selecionados (figura 16a). Prevaecem os grãos de quartzo que variam em tamanho de 15 μm a 130 μm , são monocristalinos de extinção ondulante e por vezes se dispõem de forma alongada (figura 16c). O quartzo policristalino com extinção ondulante é menos comum, com tamanho variando de 75 μm a 100 μm , os feldspatos dividem-se em K- feldspato, com maclamento “xadrez”, extinção ondulante, e tamanho variando de 40 μm a 160 μm e plagioclásio com maclamento albita, extinção ondulante e tamanho variando de 65 μm a 140 μm (figura 16c). Ainda ocorrem fragmentos e grãos de muscovita (figura 16d).

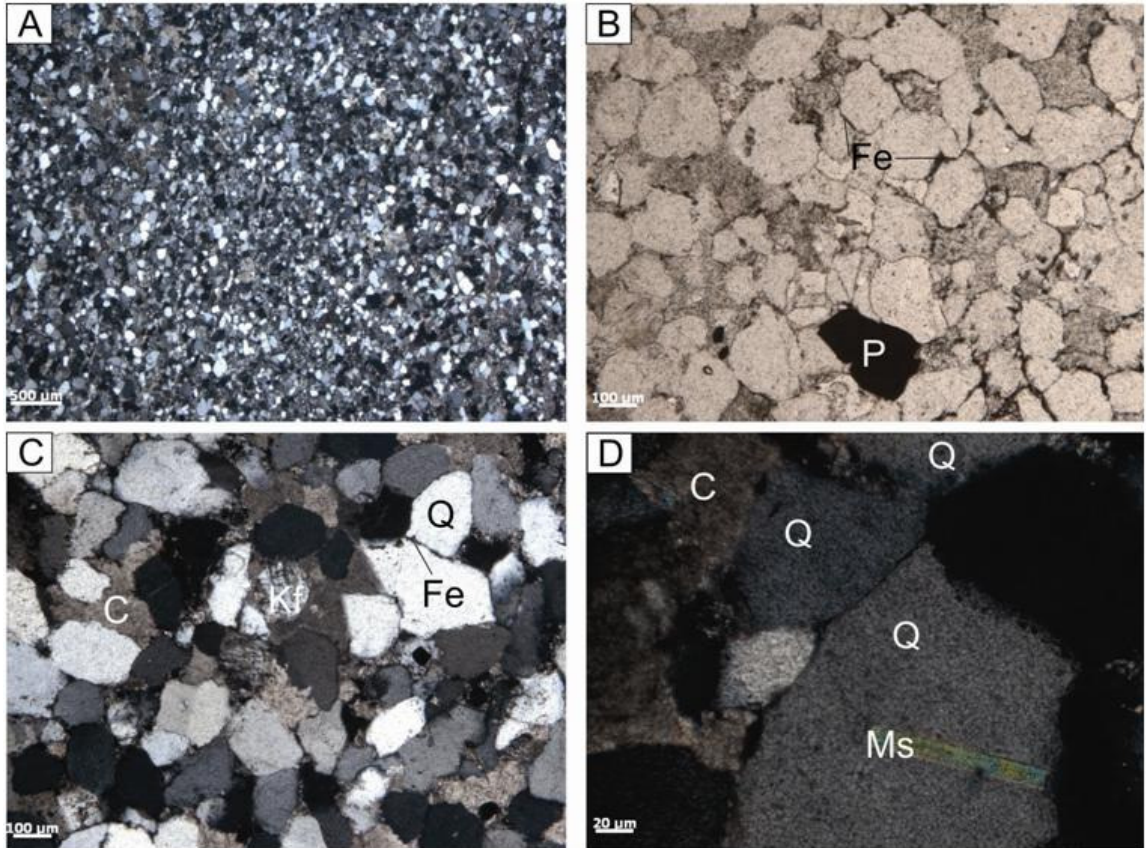


Figura 16 - Fácies Arenito maciço (Am). A – Arenito fino com grãos moderadamente selecionados. B – pirita subedral. C – quartzo (Q) e plagioclásio, cimentados por calcita (C) e óxido/hidróxido de ferro (Fe). D – muscovita detrítica incluso em grãos de quartzo.

A microfácies *Dolomudstone* com grãos de terrígenos (Dt) é maciça e de coloração cinza clara, (figura 17a) (92%), com granulação muito fina a fina (figura 17b), grãos de quartzo monocristalino (6%) (10 µm a 60 µm) e minerais opacos subédricos de até 20 µm (2%).

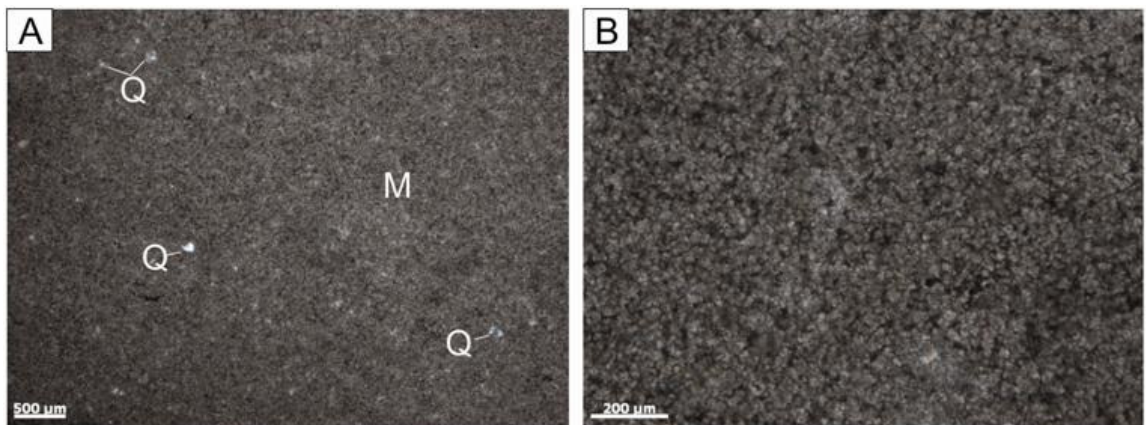


Figura 17 - Microfácies *dolomudstone* com grãos terrígenos (Dt) A – Matriz dolomítica (M) com grãos de quartzo (Q). B – *Dolomudstone* de granulação muito fina a fina.

A microfácies Dolomito fino silicificado (Ds) é laminado e contém grãos terrígenos. A laminação é destacada por lâminas de argilito (8%) e dolomita (figura 18 e 19d) de granulação fina a média (33%), mostrando deformações (figura 19a) e falhas sinsedimentares (figura 19c). Os grãos terrígenos, principalmente de quartzo monocristalino (18%) são subangulosos a subarredondados medindo 18 μm a 70 μm , já o quartzo autigênico (23%) é microcristalino (figura 19b), mas ocorrem também cristais eudrais a subeudrais que variam de 12 μm a 65 μm . A pirita (15%) ocorre formando lâminas e também disseminadas nas camadas de dolomita, os cristais são eudrais a subeudrais e variam de 12 μm a 65 μm . Muscovita detrítica é subordinada perfazendo 3% variando de 40 μm a 68 μm .

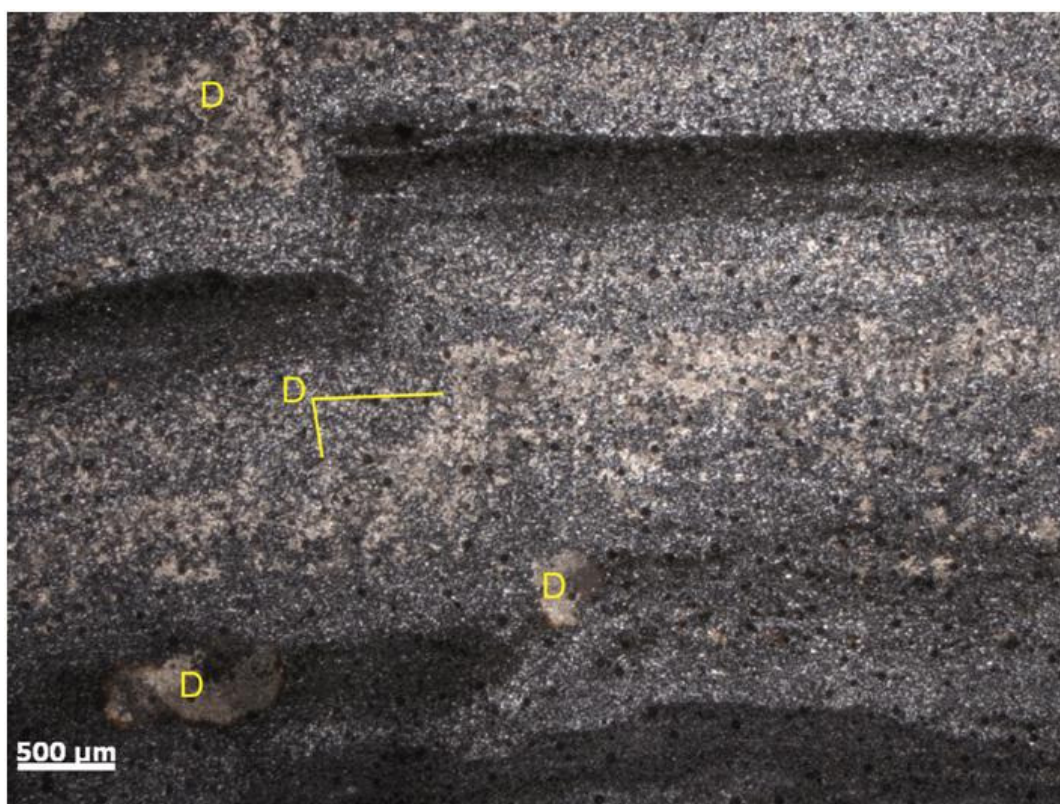


Figura 18 - Dolomito fino silicificado (Ds) formando camadas contínuas e diminutos bolsões de dolomita (D).

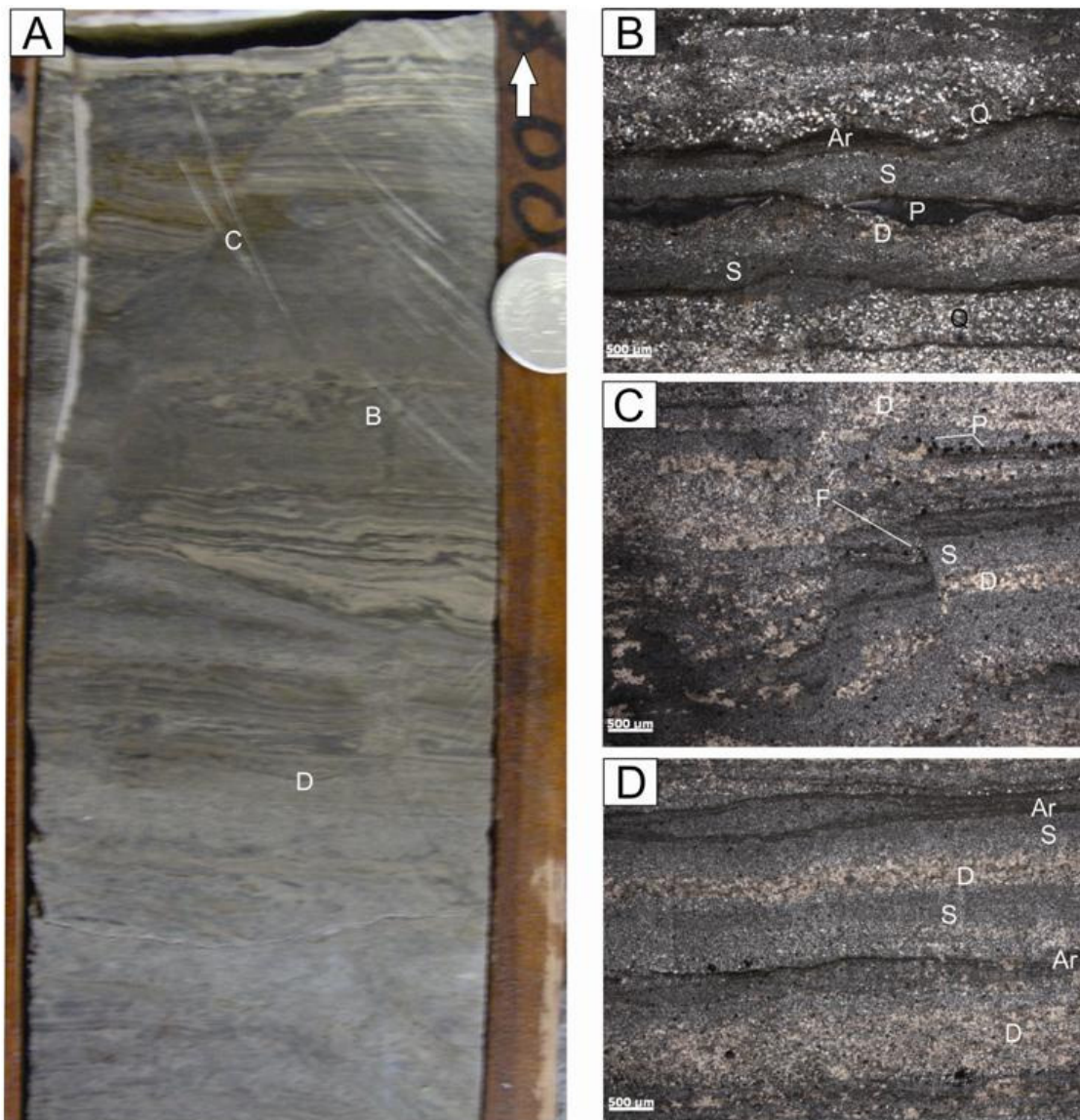


Figura 19 - Microfácies Dolomito fino silicificado. A - Intercalações macroscópicas de dolomita, sílica, argilito e quartzo detrítico com falha sinsedimentar (escala: 7,5 cm diâmetro do testemunho). B - alternância microscópica de quartzo detrítico (Q), sílica microcristalina (S), dolomita (D) e filmes de argila (Ar). C - falha sinsedimentar normal. D - laminas de argilas (Ar) onduladas, intercaladas com dolomita (D) e sílica (S).

6.2.1 Interpretação

Esta associação de fácies é interpretada como planície de maré mista, formando ciclos de exposição subárea e sedimentação subaquosa. A fácies Arc foi sujeita a processos de ressecamento, formando as gretas de contração e de *rip up clasts* (Shin 1983; Tucker 2012). A fácies (Dl) contém pequenas quantidades de grãos terrígenos eventualmente de origem eólica. A laminação planar é causada pela diferença nos cristais de micrito que segundo Bosellini (1944) in Flügel (2004) podem ser chamados de micrito 1 (<4µm) e micrito 2 (4 a 30µm). A fácies Am está associada a fluxos de fluidificação com rápida deposição. A acumulação de pirita e a formação de óxido/hidróxido de ferro estão relacionados à concentração e maturação da matéria orgânica. A intercalação de quartzo monocristalino, dolomita, quartzo autigênico e lâminas de argila na microfácies Ds indicam alternância de processos trativos, de suspensão e de precipitação de carbonato. Os falhamentos na microfácies Ds provavelmente envolvem a rápida deposição com camadas saturadas em água e movimentação vertical ou deslocamento lateral para baixo de um declive, que poderia ser a superfície deposicional original (Lindholm 1987; Pratt *et al.* 1992). A microfácies *Dolomudstone* com grãos de terrígenos (Dt) é maciça formada pela precipitação de dolomita. As fácies Dl e Dt apesar de terem processos semelhantes diferenciam-se em granulação, cimentação laminação e na quantidade de terrígenos.

Segundo Shinn (1983) e Pratt *et al.* (1992) as planícies de maré carbonáticas/mistas são caracterizadas por sistemas integrados dominados pela ação de maré. As gretas de contração são as feições mais características destes depósitos e os *rip up clasts* são gerados pelo fragmentação durante a formação das gretas. Os processos de dolomitização e silicificação são mais comuns no limite supramaré/intermaré e a alternância de tração e suspensão, com deposição de finas lâminas de argila intercalada com quartzo monocristalino, indica períodos de inundação e retrabalhamento do material terrígeno associado. Esta alternância de períodos de exposição e posterior inundação, com influxo de material terrígeno para área de deposição é característica das zonas de supramaré/intermaré de clima úmido.

6.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE CANAL DE MARÉ (AF2)

Esta associação é constituída pelas fácies Arenito com laminação cruzada *wavy* (Aw), Siltito com laminação cruzada (Sc), Marga com laminação cruzada cavalgante (Mc) e Arenito com estratificação cruzada acanalada (Ac).

A fácies arenito com laminação cruzada *wavy* (figura 20) forma pacote de até 1m de espessura. Os grãos são muito finos a finos, subarredondados a subangulosos e bem selecionados. No topo da camada falhas sinsedimentares deslocam as lâminas. Como componentes subordinados ocorrem pirita, quartzo, feldspatos e fragmentos de rocha metamórfica.

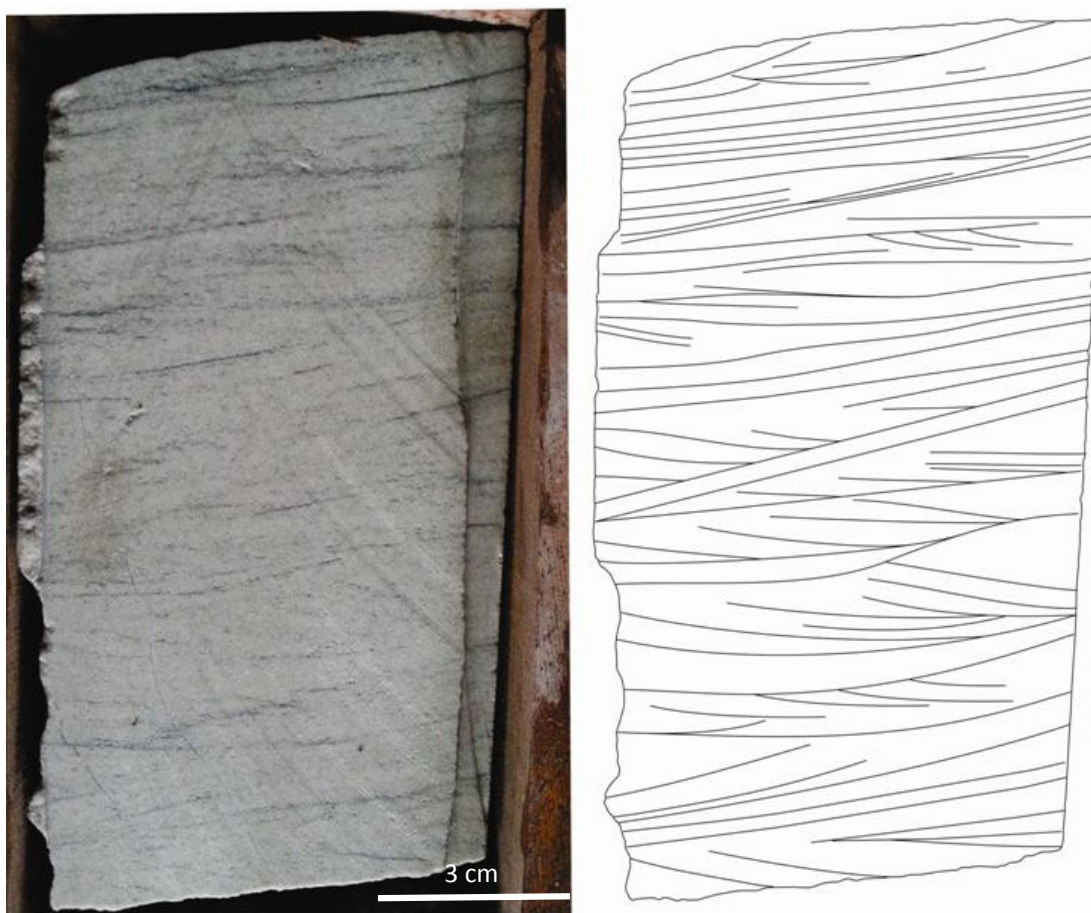


Figura 20 - Laminação cruzada *wavy*, com lama nos *foresets*.

A fácies Siltito com laminação cruzada (Sc) consiste em um pacote de 45 cm de espessura, com finos grãos de quartzo e grande quantidade de lama cobrindo os *foresets*. As lâminas são lateralmente descontínuas e de baixo ângulo ($<10^\circ$). Localmente encontram-se falhas sinsedimentares e as lâminas apresentam feições de deformação típicas de liquefação (figura 21) correspondentes a convoluções.



Figura 21 - Siltito com laminação cruzada de baixo ângulo e base reta, em detalhe (setas brancas) laminações convolutas.

A fácies margá com laminação cruzada cavalgante (Mc) tem espessura máxima de 80 cm (perfil figura 10), variando de 45 μm a 100 μm em tamanho. A margá tem composição calcítica e entre os grãos terrígenos ocorrem quartzo, feldspato e muscovita como mineral autigênico encontra-se pirita subedral.

A fácies Arenito com estratificação cruzada acanalada (Ac) tem espessura máxima de 78 cm e os grãos são finos a grossos, mal selecionados. A estratificação cruzada possui base escavada com recobrimento pelítico dos *foresets* (figura 22), subordinadamente as laminações são de baixo ângulo e de base reta contendo filmes pelíticos.



Figura 22 - Arenito fino a grosso com estratificação cruzada acanalada, localmente deformada, com *drapes* de argila cobrindo os *foresets*.

6.3.1 Interpretação

Esta associação de fácies é interpretada como canal de maré, e constitui-se de depósitos terrígenos de granulometria fina a grossa. Segundo Shinn (1983) e Boggs Jr. (2006) os canais de maré são subambientes das zonas de intermaré à inframaré. Os processos deposicionais atuantes são relacionados à tração e suspensão. A tração age durante a corrente dominante (*flood tide*) gerando laminação cruzada, enquanto a maré estofa (*slack water*) deposita lama recobrindo o topo das estratificações (Visser 1980) (figura 23). Posteriormente a maré dominante retrabalha os depósitos lamosos dando prosseguimento ao ciclo.

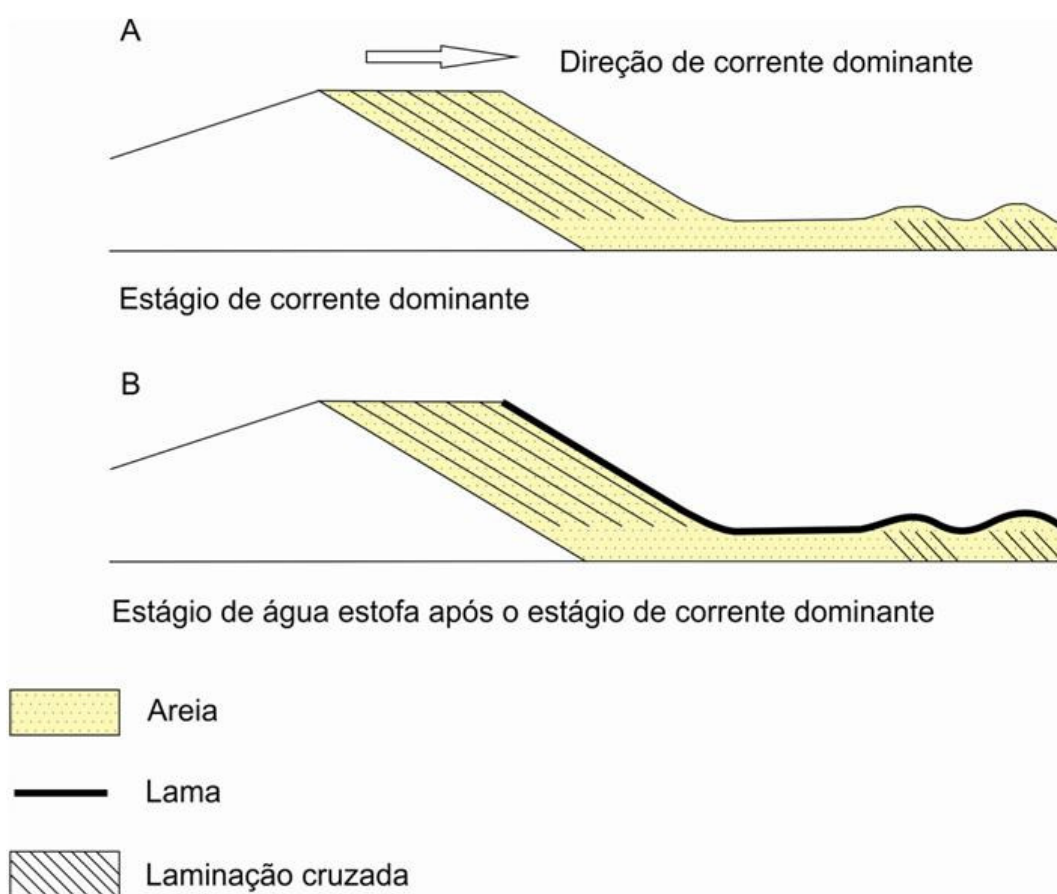


Figura 23 - Esquema de formação do recobrimento pelítico. Em A têm-se a corrente dominante gerando laminações cruzadas, em B durante a maré estofa é depositada lama no *foreset* da laminação. Adaptado de Visser (1980).

A migração de formas de leito e precipitação carbonática tornam-se os responsáveis pela formação de laminação cruzada cavalgante (Lindholt 1987; Bridge & Demicco 2008), onde o influxo de terrígenos intercala-se com micrito. Os arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada são gerados pela migração de formas de leito com de cristas sinuosas (Lindholt 1987).

6.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LAGUNA (AF3)

Esta associação é constituída pelas fácies Siltito maciço (Sm), *Mudstone* com fósseis (Mf), *Floatstone* com braquiópodos (Fb) e Folhelho maciço piritoso (Fm).

A fácies Sm vermelho forma pacotes de até 1,15 m de espessura (figura 24). Sob microscópio esta fácies é impregnada de óxido hidróxido de ferro, exhibe grãos de quartzo monocristalino com extinção ondulante e raros grãos de plagioclácio com maclamento albíta (figura 25).



Figura 24 - Siltito maciço vermelho (Sm).

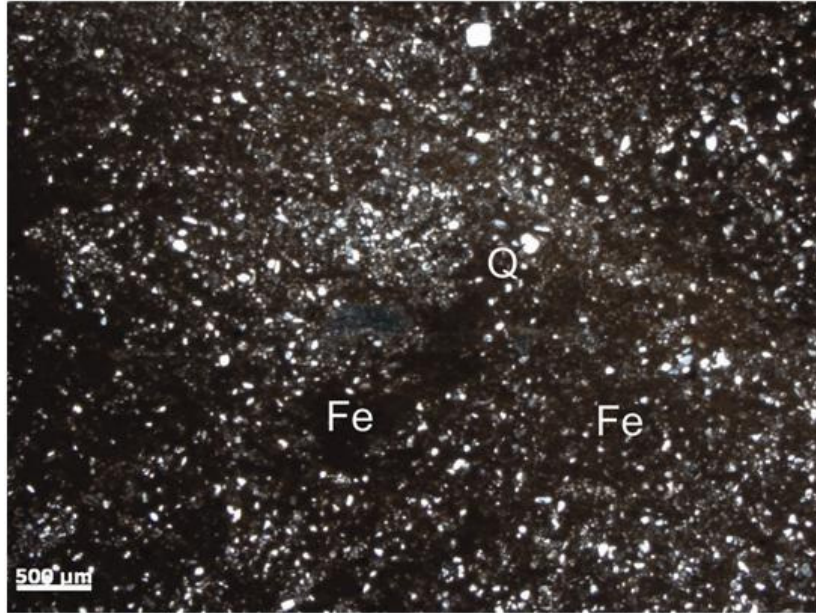


Figura 25 - Fotomicrografia da fácies Siltito maciço vermelho. A matriz constituída silte tingido de óxido/hidróxido de ferro, com grãos de quartzo.

A microfácies Mf é composta de calcita ferrosa afanocristalina (45%) (figura 26a) e de bioclastos alterados não classificados (20,5%) que variam de 10 μm a 80 μm (figura 26b). Calcita espática ferrosa (8,5%) com textura *bladed* e em forma de fibras envolve parte dos bioclastos (figura 26b). Minerais opacos de faces euedrais a subedrais (12 μm a 60 μm) encontram-se disseminados (17%) e localmente concentram-se ao redor de fósseis e do cimento tipo *bladed* (figura 26c). O quartzo autigênico preenche poros (figura 26d) e substitui fósseis. Varia em tamanho de 8 μm a 100 μm e apresenta extinção ondulante (9%).

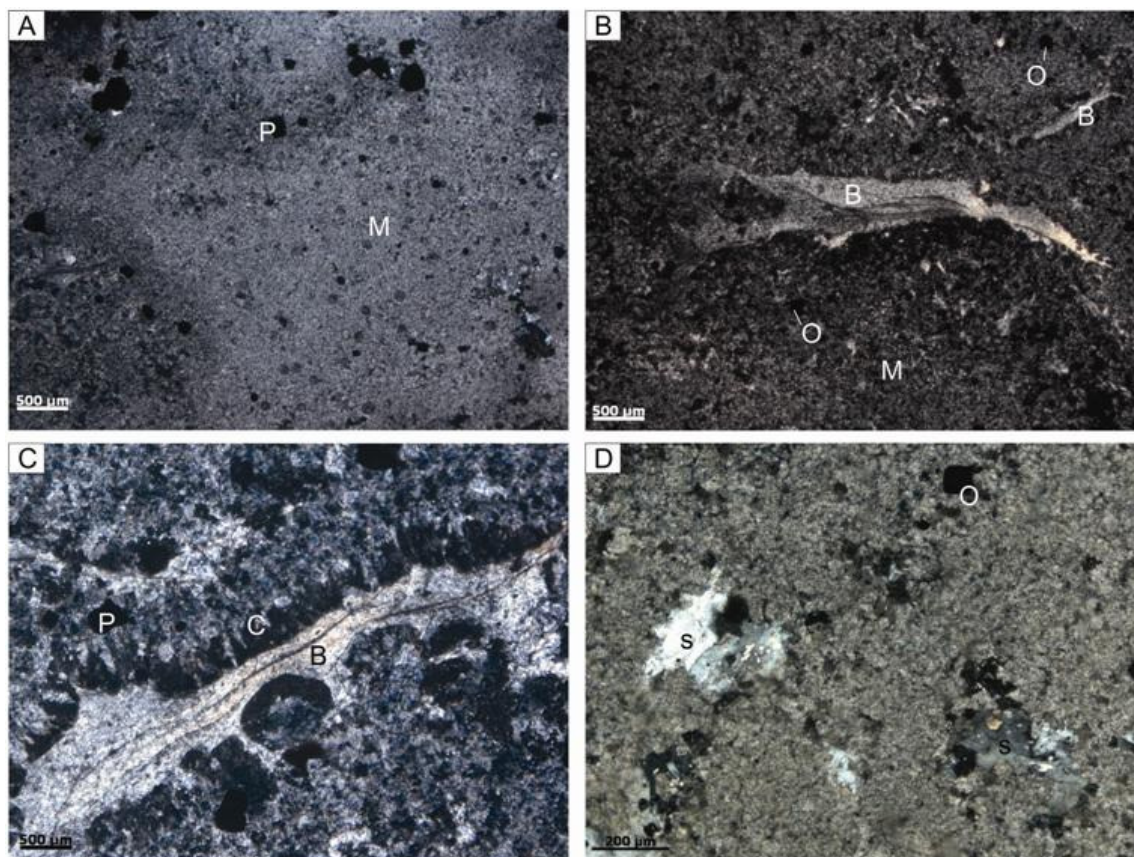


Figura 26 - Microfácies Mf. A – *Mudstone* calcítico. B – bioclastos indiferenciados (B) e minerais opacos (O). C – bioclasto (B) com franja de calcita *bladed* (C) e pirita (P). D – quartzo autigênico preenchendo poros (S) e minerais opacos (O).

A microfácies Fb é constituída de matriz calcítica, com evidências de neomorfismo (35%) e é parcialmente silicificada (figura 27a). Os constituintes são representados por conchas de braquiópodes (28%) e espinhos de braquiópodes (5%), bivalves (3%) e foraminíferos (1%) cimentados por calcita espática. As conchas de braquiópodes variam de 50 μm a 2500 μm e são em parte silicificadas por microquartzo (figura 27b). Os espinhos variam de 20 μm a 35 μm e possuem um núcleo, quando não silicificado, constituído de calcita espática com extinção ondulante (figura 27c). Calcedônia (figura 28a) e quartzo autigênico microcristalino (figura 28b) podem bordejar os espinhos e substituir conchas. Os foraminíferos alcançam até 15 μm de tamanho e são micritizados. Minerais opacos (pirita) variando de 10 μm a 50 μm , em parte com hábito cúbico, estão disseminados na matriz (16%) (figura 27c). Óxidos/hidróxidos de ferro (12%) marcam *dissolutions seams* na matriz (figura 27d).

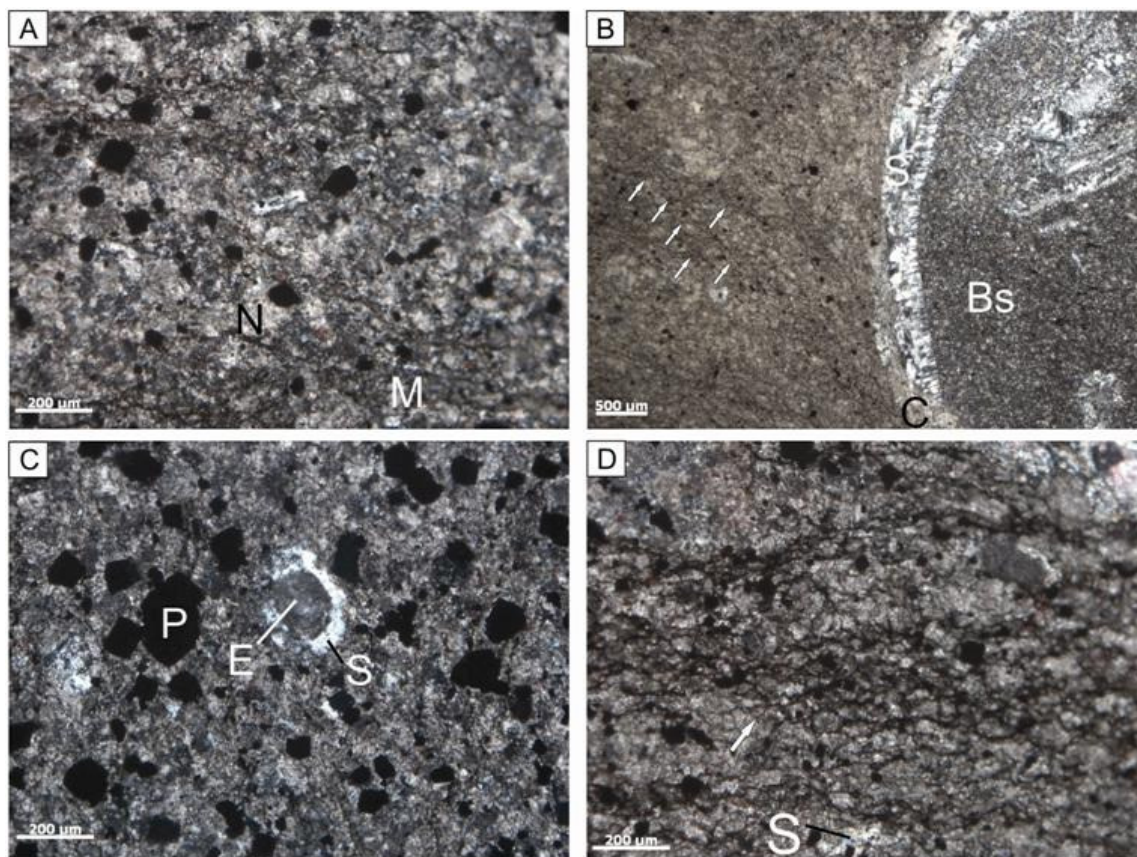


Figura 27 - Microfácies Fb A – matriz micrítica calcítica neomorfisada. B – concha de braquiópode silicificada (Bs) e *dissolution seams* (setas). C – espinho de braquiópode silicificado (E) com borda de quartzo autigênico (S) e acumulação de pirita subbedral a eudral (P). D – *dissolution seams* subparalelas e sílica preenchendo poros (S).

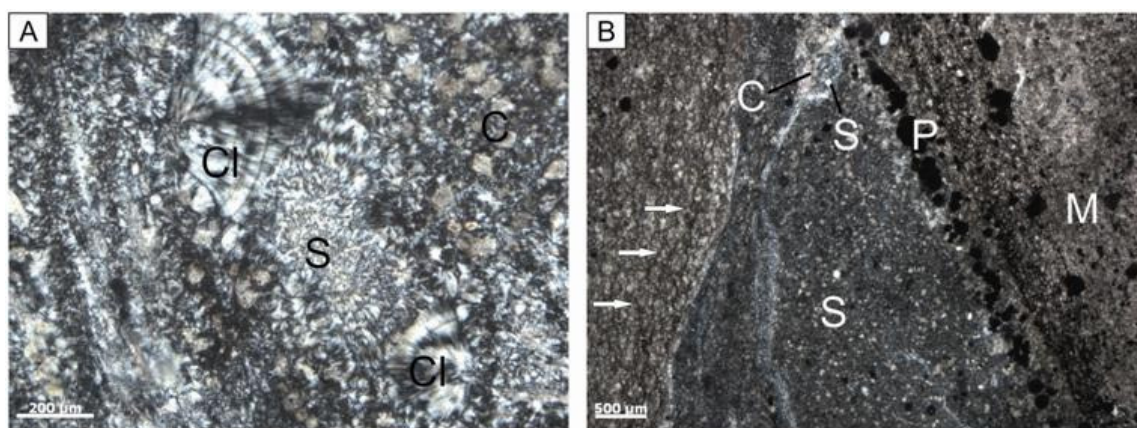


Figura 28 - Detalhes dos cimentos de sílica na microfácies Fb A – cimento de calcedônia em concha. B – matriz silicificada por microquartzo (S), pirita disseminada (P) e contato matriz carbonática e silicificada (setas brancas).

A fácies Fm possui 40 cm de espessura é quebradiça (figura 29a), em sua base é maciça gradando para delgadas laminações planares com pirita disseminada (figura 29b).

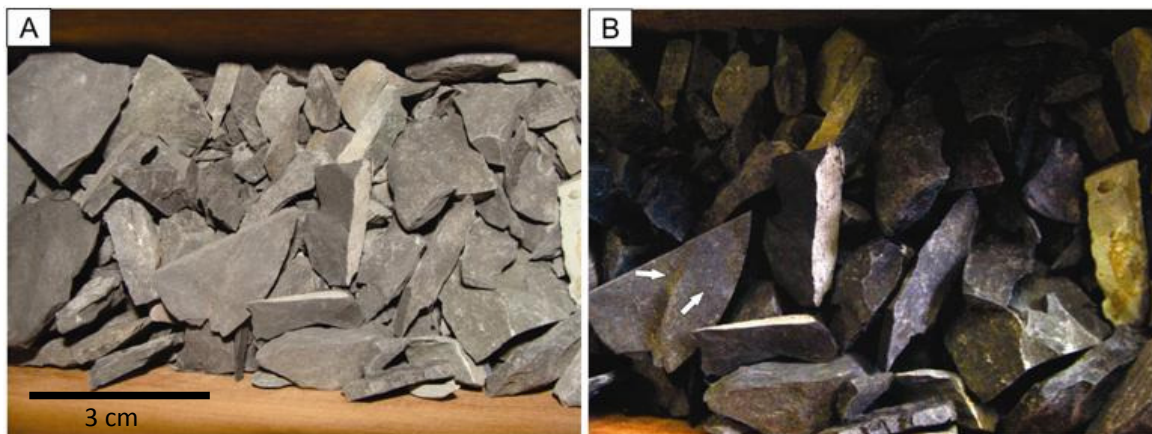


Figura 29 - Fácies folhelho maciço. A – folhelho maciço quebradiço. B – folhelho negro piritoso (setas brancas).

6.4.1 Interpretação

A fácies Sm foi depositada em ambiente lagunar de baixa energia e a cor vermelha da fácies reflete processo oxidante em lâmina de água pouco espessa. As microfácies Mf e Fb possuem matriz micrítica neomorfisada com fósseis preservados pela silicificação e sem evidências de quebraimento ou retrabalhamento, indicando uma deposição em ambiente calmo.

Fósseis de braquiópodos, bivalves e bioclastos indiferenciados são condizentes com uma baixa diversidade observada em ambientes com variação de salinidade como em lagunas (Kjerfve 1994; Herrera-Silveira 1996; Newton e Mudge 2003). A fácies Fm sugere deposição em maior profundidade de laguna, indicada pela maior preservação da matéria orgânica junto com pirita, típicos de ambiente anóxico. A anoxia foi gerada pela acumulação da matéria orgânica *post mortem* de animais e plantas continentais abundantes durante o Carbonífero. As lagunas costeiras são caracterizadas por sedimentos finos e delimitadas por barras bioclásticas (Flügel 2004). A comunicação com o mar é feita através dos canais arenosos que cortam as barras. *Mudstone* e *floatstone* com fósseis de braquiópodes, bivalves e bioclastos indiferenciados corroboram com uma laguna com conexão marinha via canais de *inlet* com variação de salinidade e fósseis caracteristicamente marinhos conforme o modelo proposto na figura 30 (cf. Flügel 2004; Tucker & Wright 1990; Wilson 1975).

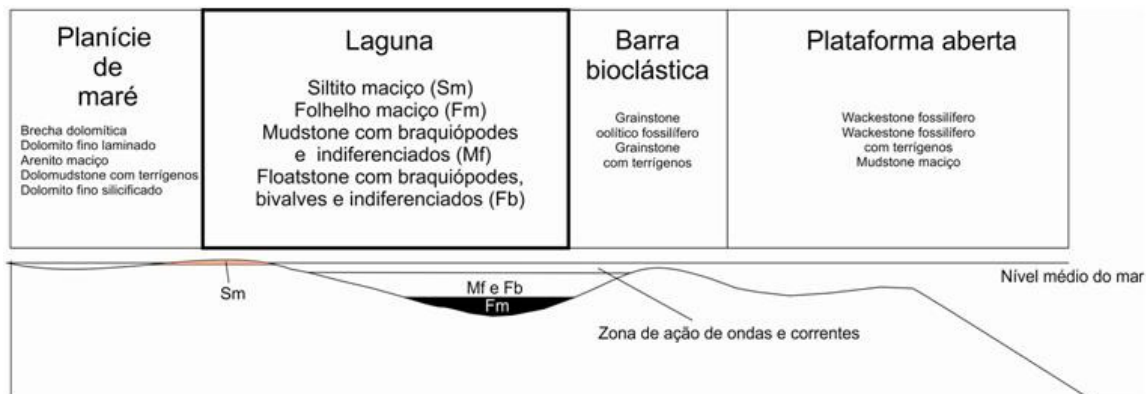


Figura 30 - Modelo de laguna carbonática para a área estudada, com a distribuição espacial das fácies carbonáticas ao longo da laguna.

6.5 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE BARRA BIOCLÁSTICA (AF4)

A associação Af4 é constituída por *grainstone* oolítico fossilífero (Gf) e *grainstone* com grãos terrígenos (Gt).

A microfácies Gf é constituída de oóides (16%) com núcleo de calcita microcristalina (figura 31a), ou de quartzo monocristalino (10%). Os bioclastos são de equinodermas (16%), de braquiópodes (10%), (figura 31c), fragmentos de algas vermelhas (4%), foraminíferos (7%) (figura 31d) e de bivalves (10%). Ainda foram observados bioclastos indiferenciados (8%), ostracodes (6%) e fragmentos de briozoários (9%) (figura 31d). O cimento é de calcita espática (figura 31b), que localmente preenche poros secundários. Óxido/hidróxido de ferro impregna *dissolution seams* (2%). Cristais de pirita e de quartzo são raros (2%) (figura 31b).

A microfácies Gt possui os mesmos constituintes da microfácies Gf, porém com maior proporção de grãos terrígenos (25%) que incluem quartzo, feldspato potássico e plagioclásio (figura 31a). Os bioclastos são representados por braquiópodes (10%), equinodermas (12%), foraminíferos (4%) e bivalves (14%). Oóides (14%) e intraclastos são os grãos aloquímicos (8%). O cimento é de calcita espática na forma de crescimento sintaxial (equinodermas) (8%). Pirita de hábito cúbico ocorre disseminada na rocha (5%).

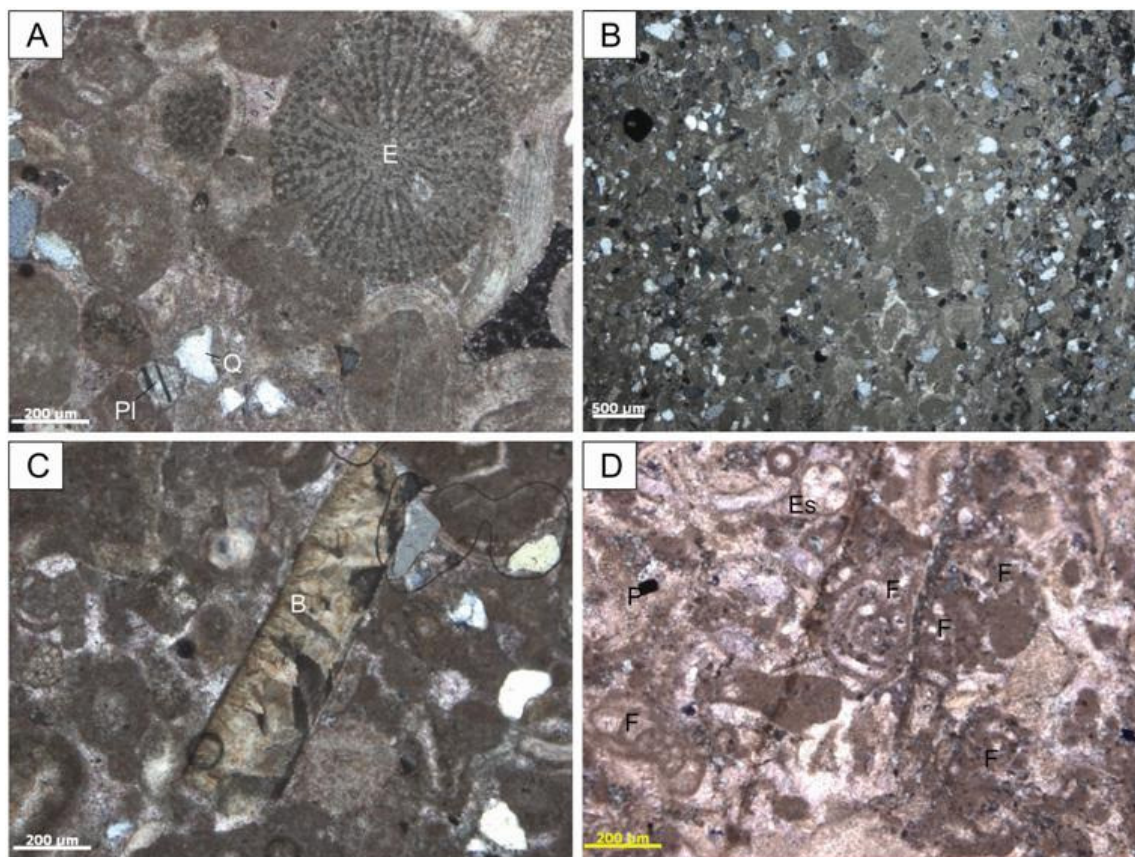


Figura 31 - Microfácies da associação de fácies 4. A – microfácies Gf com espinho de equinóide (E) bordado por cimento sintaxial além de fragmentos de conchas e plagioclásio e quartzo (Pl e Q). B – vista geral da microfácies Gt com maior proporção de grãos terrígenos, além de fósseis e intraclastos. C – destaque no centro da fotomicrografia, fragmento de braquiópode com a ornamentação interna preservada. D – microfácies Gf com foraminíferos (F), espinho de braquiópodes com característica extinção ondulante (Es) e pirita subdral (P).

6.5.1 Interpretação

As microfácies Gf e Gt são características de ambientes de alta energia, onde ondas e/ou correntes de maré retrabalham o substrato marinho inconsolidado composto por bioclásticos, intraclastos, oóides e agregados carbonáticos gerando baixios ou barras. As barras ou barreiras diferem das lagunas por serem depósitos de granulometria grossa com ausência de lama carbonática, predominando a precipitação de cimento de calcita espática e a micritização diagenética. Os fósseis encontram-se fragmentados, como no caso dos braquiópodes, bivalves e equinodermas e não fragmentados, como nos casos de foraminíferos e ostracodes. Moutinho (2006) argumenta que testas de foraminíferos preservadas em barras bioclásticas são acumuladas mais na porção marginal destas formas de leito, onde a ação de correntes é mínima. Baseado em Moutinho (2006) pôde-se propor um modelo para a deposição nas barras, onde abaixo da zona de ação de correntes teríamos a acumulação de foraminíferos e ostracodes, porém na zona de ação de correntes ocorreria a deposição de

oóides, fragmentos de conchas e espinhos de braquiópodes, equinodermas, fragmentos de bivalves e de algas vermelhas, material terrígeno (quartzo e feldspato), intraclastos e agregados carbonáticos (figura 32).

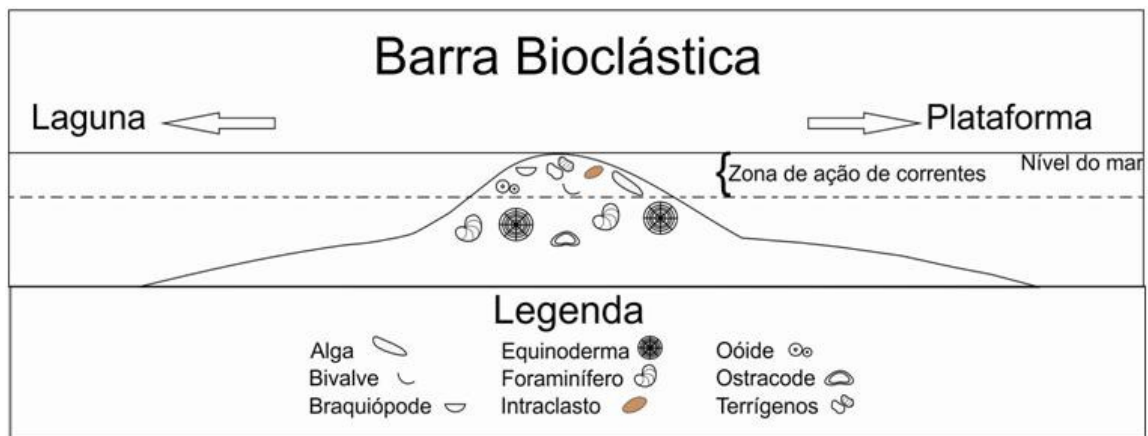


Figura 32 - Modelo representativo de sedimentação em barra bioclástica, onde abaixo da zona de corrente deposita-se foraminíferos, equinodermas e ostracodes e na zona de ação das correntes deposita-se Oóides, fragmento de braquiópodes, fragmentos algálicos, conchas de bivalves, terrígenos (quartzo e feldspato) e intraclastos carbonáticos.

6.6 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PLATAFORMA EXTERNA (AF5)

Esta associação é constituída pelas fácies *Wackestone* fossilífero (Wf), *Wackestone fossilífero* com grãos terrígenos (Wt) e *Mudstone* maciço (Mm).

A microfácies Wf (figura 33a) é constituída de calcita micrítica afanocristalina magnesiana (29%), de oóides (8%), que variam de 10 μm a 40 μm , pelóides (2%) que alcançam no máximo 10 μm de tamanho e bioclastos de braquiópodes (9%) (figura 33b), equinodermas (11%), bivalves (10%), foraminíferos (20%) (figura 33c), além de fragmentos de algas (5%). Os braquiópodes constituem-se de conchas e espinhos. As conchas, com estrutura pontoada, variam em tamanho de 30 μm a 120 μm e são preenchidas com calcita espática. As seções transversais, circulares, dos espinhos variam de 10 μm a 40 μm sendo constituídos de calcita espática. Os fragmentos de equinodermas variam de 40 μm a 160 μm , possuem extinção ondulante, são angulosos a subarredondados e pertencem a classe equinóide. Os espinhos ocorrem principalmente em seções transversais e apresentam no centro calcita espática; variam de 50 μm a 86 μm de diâmetro. As conchas de bivalves exibem extinção ondulante, são constituídas de calcita microespática e por vezes apresentam aspecto fibroso original. Os foraminíferos variam em tamanho de 10 μm a 80 μm e são representados por miliólídeos e fusilínídeos com as bordas das testas micritizadas. O interior das testas pode

ser preenchido por micrito ou calcita microespática. Os fragmentos de algas vermelhas são alongados, com os filamentos calcificados preservados e variam em tamanho de 50 μm a 120 μm . Os grãos terrígenos subangulosos a subarredondados são escassos e representados por quartzo monocristalino de extinção ondulante (6%), de 20 μm a 60 μm de tamanho.

A microfácies Wt é constituída de matriz bioclastos de braquiópodes (12%), pelecípodes (15%) e foraminíferos (18%), envolvidos pela matriz de calcita microcristalina variando em granulação de muito fina a fina (30%). Os braquiópodes com conchas pontoadas variam de 60 μm a 400 μm e extinção ondulante; foi identificado o gênero *cosmopolita sp.*, característico do Neocarbonífero-Eopermiano. Os bivalves apresentam-se como fragmentos de conchas que variam de 90 μm a 240 μm . Os foraminíferos são dos gêneros fusilinídeos e milionídeos com tamanho até 260 μm . Os grãos terrígenos (25%) (figura 33d) são representados por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Os grãos de quartzo são monocristalinos de extinção ondulante variando em tamanho de 50 μm a 180 μm ; são arredondados a subarredondados. Os grãos de feldspato não possuem indícios de alterações, variando de 60 μm a 130 μm e são subangulosos a subarredondados. Os grãos de plagioclásio possuem maclamento albita e extinção ondulante; os grãos variam de 82 μm a 150 μm sendo subangulosos a subarredondados.

A microfácies Mm é composta de calcita microcristalina (98%), com raros grãos de quartzo monocristalinos, subarredondados a arredondados, de tamanho de até 40 μm e extinção ondulante (2%).

6.6.1 Interpretação

As microfácies Wf e Wt representam uma deposição em ambiente relativamente calmo, caracterizado pela intensa precipitação de lama carbonática. A grande diversidade fossilífera nestas fácies incluindo braquiópodes, equinodermas, bivalves, foraminíferos (miliolídeos e fusilinídeos) e algas, indica um ambiente marinho raso plataformar, relativamente quente com salinidade normal (cf. Tucker 1992; Matsuda (2002); Scholle & Scholle 2003; Flügel 2004).. A identificação do gênero de braquiópodes *cosmopolita sp.*, caracteriza plataforma rasa e quente (Loeblich & Tappan 1964; Moore 1965), além de posicionar em uma idade Neocarbonífera-Eopermiana.

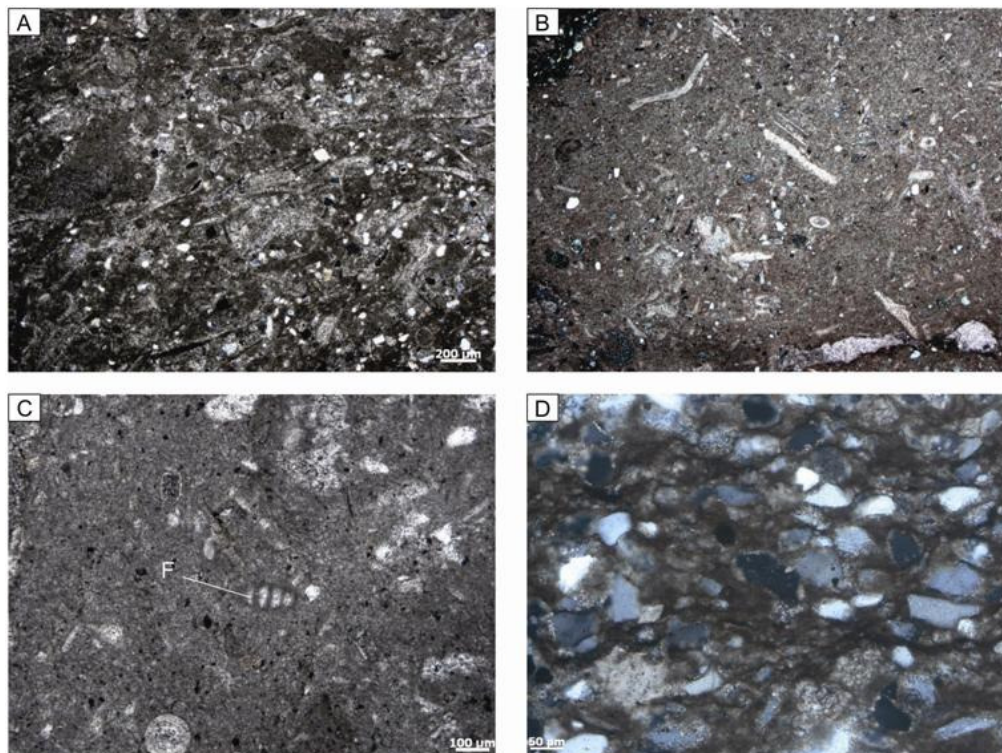


Figura 33 - Associação de plataforma externa. A – Vista geral da microfácies Wf com micrito na matriz e bioclastos disseminados. B – Fragmentos de conchas de braquiópodes. C – Foraminífero (F) em matriz micrítica da microfácies Wf. D – Detalhe da microfácies Wt com os grãos de quartzo monocristalino.

7. MODELO DEPOSICIONAL

O modelo deposicional para a Formação Itaituba na região de Uruará, borda sul da Bacia do Amazonas, corresponde a um sistema costeiro misto, composto de planície de maré carbonática (AF1), canais de maré e *inlet* (AF2), laguna (AF3), barras bioclásticas (AF4) e plataforma carbonática (AF5).

A planície de maré mista (AF1) é constituída de ciclos de exposição subaérea, com gretas de contração, e deposição subaquosa com formação de dolomito, e rápida deposição de areias maciças. Segundo Tucker & Wright (1990), Jones & Desrochers (1992) e Tucker (2003) as gretas de contração caracterizam ambientes costeiros característicos de exposição subaérea e precipitação de carbonatos com silicificação e dolomitização associados assim como é descrito por Figueiras (1983), Figueiras & Truckenbrodt (1987), Matsuda (2002) e Lima (2010).

O sistema de canais de maré (AF2) é deduzido pela presença de arenito com estratos cruzados cobertos por lama (Lindholm 1987). A presença de lama indica estado de maré onde a corrente de maré é praticamente zero (Matsuda 2002; Lima 2010). A presença de falhas

sinsedimentares pode assinalar camadas saturadas em água (argilas) instáveis e susceptíveis a deformações penecontemporâneas a sedimentação.

Os depósitos de laguna (AF3) são siltitos maciços avermelhados na porção mais continental em estação seca e não registrado em estação úmida (figura 34). Na laguna interna foram depositados carbonatos micríticos com bioclastos de braquiópodes, bivalves e bioclastos indiferenciados. A porção mais profunda da laguna é representada pelos folhelhos negros maciços piritosos de ambiente anóxico (Berner 1983). A laguna foi protegida por um sistema de barras bioclásticas (AF4) que a separou do mar aberto raso. Os depósitos de barras são representados por sedimentos terrígenos, aloquímicos e bioclastos.

A plataforma carbonática (AF5) é caracterizada por uma maior ocorrência e precipitação de lama carbonática e bioclastos característicos de fauna marinha dentre eles: braquiópodes, bivalves, foraminíferos, algas, artrópodes e briozoários. Os fósseis estão inteiramente preservados sem indícios de fragmentação, sendo afetados apenas pelos processos diagenéticos. A assembléia fossilífera informa que o mar Itaituba era raso, habitado por organismos bentônicos fixos, retratados por braquiópodes, equinodermas, briozoários e algas, e bentônicos vageis representados por foraminíferos, artrópodes (incluindo ostracodes) e moluscos.

Neste trabalho foram encontrados os fósseis de braquiópodes pertencentes ao gênero *cosmopolita sp.*, que segundo Scholle & Scholle (2003) é um gênero registrado do Neocarbonífero ao Eopermiano e característico de mares quentes e rasos. Os foraminíferos que predominam são dos gêneros miliolídeos e fusilínídeos abundantes no Neocarbonífero e Permiano (Vilela 2010), são descritos por Petri (1952) e Petri (1956) que atribui a estes uma idade inicial pensilvaniana média a pensilvaniana superior. Além disso, Daemon & Contreiras (1971), Playford & Dino (2000) e Moutinho (2006) posicionam com base em palinomorfos uma idade mínima de Westphaliano D ao Bashkiriano - Atokano corroborando com a ideia de idade neocarbonífera registrada no presente trabalho.

O modelo deposicional em forma de bloco diagrama (figura 34) mostra a disposição lateral dos ambientes costeiros plataformais da Formação Itaituba, composto de planície de maré carbonática, canais de maré, laguna, barras bioclásticas e plataforma carbonática, bem como, em perfis verticais, suas fácies correspondentes e as fotos das diversas microfácies estão posicionadas nos perfis.

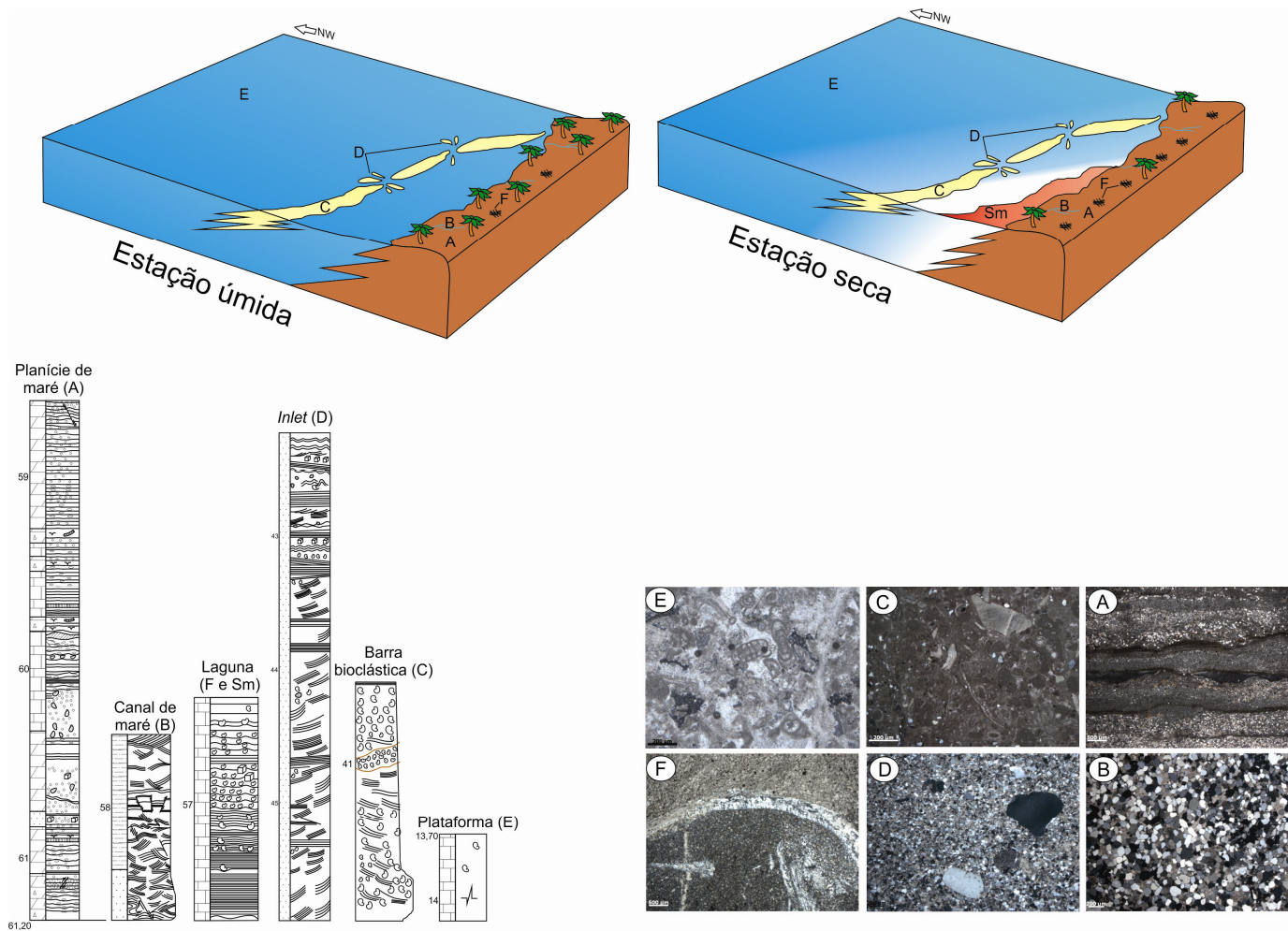


Figura 34 - Bloco diagrama esquemático mostrando as cinco associações de fácies e suas respectivas microfácies/fácies e posicionamento ao longo do perfil.

8. PETROGRAFIA DE ARENITOS

A petrografia de arenitos identificou os constituintes: tipos de grãos, cimento, minerais autigênicos, poros e contatos entre os grãos (tabela 3). Baseados na contagem de quartzo, feldspato e fragmento lítico (tabela 4) pôde-se agrupar os arenitos em subarcósios, arcosianos e arcósios líticos (Folk 1974) (figura 35).

8.1 SUBARCÓSIOS

Estes arenitos são muito finos a finos, compostos de quartzo monocristalino de extinção ondulante (figura 36a), quartzo policristalino, K feldspato (figura 36a), plagioclásio (figura 37a), pirita (figura 36b), muscovita detrítica (figura 36b), cimento de calcita espática magnesiana (figura 36b), óxido/hidróxido de ferro (figura 37a), cimento de sílica e poros intergranulares (Figura 36a). O quartzo monocristalino de extinção ondulante varia de 8 μm a 160 μm em tamanho. Os grãos são subarredondados a subangulosos e por vezes alongados com arestas arredondadas. Os grãos policristalinos, geralmente subarredondados, são muito menos abundantes que os monocristalinos, variam em tamanho de 20 μm a 160 μm e possuem extinção ondulante. O feldspato potássico possui maclamento “xadrez” e varia em tamanho de 34 μm a 85 μm ; os grãos são subangulosos a subarredondados (figura 37a). O plagioclásio possui maclamento albita (figura 37b), por vezes textura pertítica e alguns grãos apresentam alteração para caulinita (figura 37a). Os grãos variam de 35 μm a 75 μm , são subangulosos e por vezes alongados com arestas angulosas a arredondadas. Os fragmentos de rochas são de rochas pelíticas (figura 38) e de *chert* variando de 30 μm a 65 μm em diâmetro e são subangulosos e subordinadamente subarredondados. A muscovita detrítica, inclusa em grãos de quartzo mede 50 μm de comprimento.

Como componentes autigênicos ocorrem pirita, calcita espática, óxidos/hidróxidos de Fe e sobrecrescimento de quartzo. A pirita com hábito cúbico varia de 30 μm a 70 μm em diâmetro. Os cimentos incluem calcita espática, óxidos/hidróxidos de Fe e sobrecrescimento de quartzo. A calcita é magnesiana variando em granulação de fina a média é subedral a eudral e preenche poros móldicos e fraturas no arcabouço da rocha. O cimento de óxido/hidróxido de Fe forma envelope ao redor dos grãos constituintes, com exceção à muscovita. O sobrecrescimento de quartzo ocorre apenas nos grãos de quartzo monocristalino de extinção ondulante. É identificado pelas linhas de sujeira e contatos retos entre os grãos. A porosidade identificada é móldica.

Tabela 3 - Tabela com a porcentagem total dos constituintes detríticos, cimento, porosidade e tipos de contato dos arenitos da unidade de estudo.

<u>Amostras</u>	<u>Constituintes</u>										<u>Cimento</u>			<u>Porosidade</u>			<u>Associação de fácies</u>	<u>Classificação de Folk (1968)</u>	<u>Contato</u>			
	Quartzo monocristalino	Quartzo policristalino	K feldspato	Plagioclásio	Fragmento de rocha metamórfica	Fragmento de rocha pelítica	Fragmento de chert	Fragmento de carbonato	Muscovita detrítica	Pirita	Calcita espática	Óxido/Hidróxido de Ferro	Sobrecrescimento de sílica	Intragranular	Intergranular	Fratura			Pontual	Retos	Côncavo convexo	Grão/Não grão
<u>F₁Ia₂</u>	51	1,5	1,5	3	1,5	x	x	x	1,5	1,5	22	11	1,5	0,5	4	1	1	Subarcósio	8	10	60	22
<u>F₁Ia₃</u>	45	1,5	5	6,5	x	x	1,5	x	x	7	14	7,5	4	x	6	2	1	Subarcósio	6	5	42	46
<u>F₁Ia₈</u>	37	1	12	3	0,5	0,5	x	x	x	4	19	13	4	x	6	x	2	Arcósio	2	3	50	45
<u>F₁Ia₉</u>	39	0,5	5	10	0,5	1	x	x	2	8	15	13	3	x	3	x	2	Arcósio	5	2	53	40
<u>F₁Ia₁₇</u>	32	x	4,5	13	x	x	x	x	3	3	25	6	2,5	x	11	x	2	Arcósio	2	4	45	49
<u>F₁Ia₁₈</u>	34	x	4	20	x	x	2	x	12	1	9	8	3	x	7	x	3	Arcósio	6	5	46	43
<u>F₁Ia₁₉</u>	24	x	2,5	17	3,5	x	6	x	3	3,5	28	3,5	1	x	6	2	3	Arcósio Lítico	5	2	31	62
<u>F₁Ia₂₂</u>	20	x	3	7	x	x	x	15	8	7,5	33	4,5	x	x	2	x		Arcósio Lítico	5	1	30	64

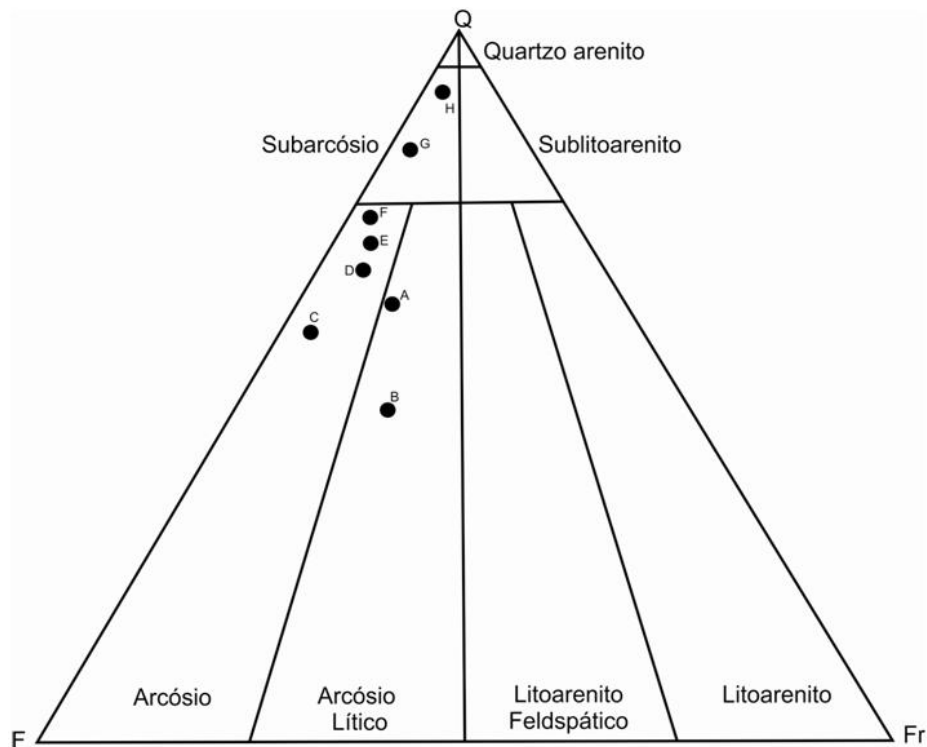


Figura 35 - Diagrama triangular de classificação de arenitos segundo Folk (1974).

Tabela 4 - Tabela com o recálculo da porcentagem dos constituintes e a sigla das amostras no diagrama triangular de Folk (1974).

<u>Amostra</u>	<u>Quartzo</u>	<u>Feldspato</u>	<u>Fragmento de rocha</u>	<u>Sigla no diagrama triangular</u>	<u>Associação de fácies</u>
<u>F₁Ia₂</u>	91	7	2	H	AF1
<u>F₁Ia₃</u>	83	15	2	G	
<u>F₁Ia₈</u>	73	25	2	F	AF2
<u>F₁Ia₉</u>	69	27	4	E	
<u>F₁Ia₁₇</u>	65	35	x	D	
<u>F₁Ia₁₈</u>	56	41	3	C	
<u>F₁Ia₁₉</u>	45	37	18	B	
<u>F₁Ia₂₂</u>	44	22	34	A	

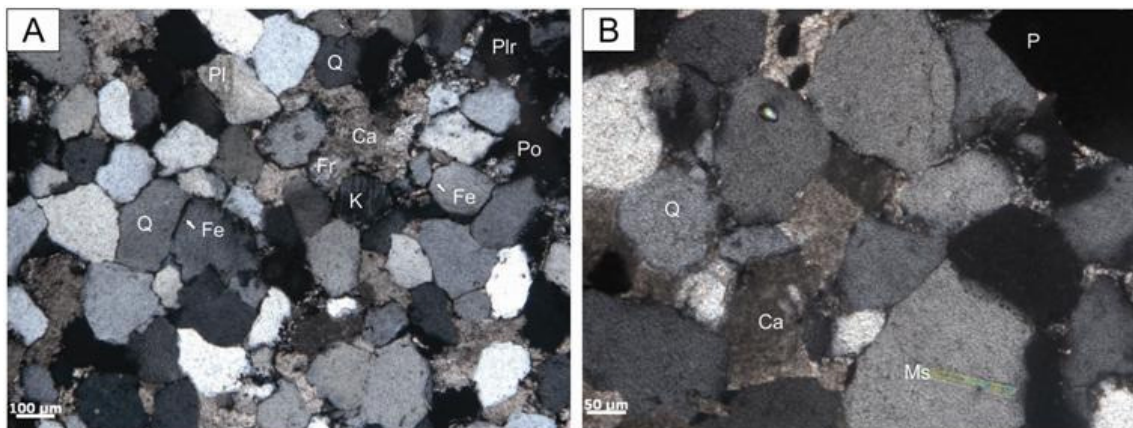


Figura 36 - Arenito subarcósio. A - Quartzo monocristalino de extinção ondulante (Q), feldspato potássico de extinção ondulante (K), fragmento de *chert* (Fr), plagioclásio de extinção reta (Plr) e ondulante (Pl), cimento de calcita espática de granulção fina (Ca) e poro móldico (Po). B – Quartzo monocristalino de extinção ondulante (Q), Muscovita detritiva de hábito lamelar incluído em grão de quartzo (Ms) e cimento de calcita espática magnesiânica (Ca).

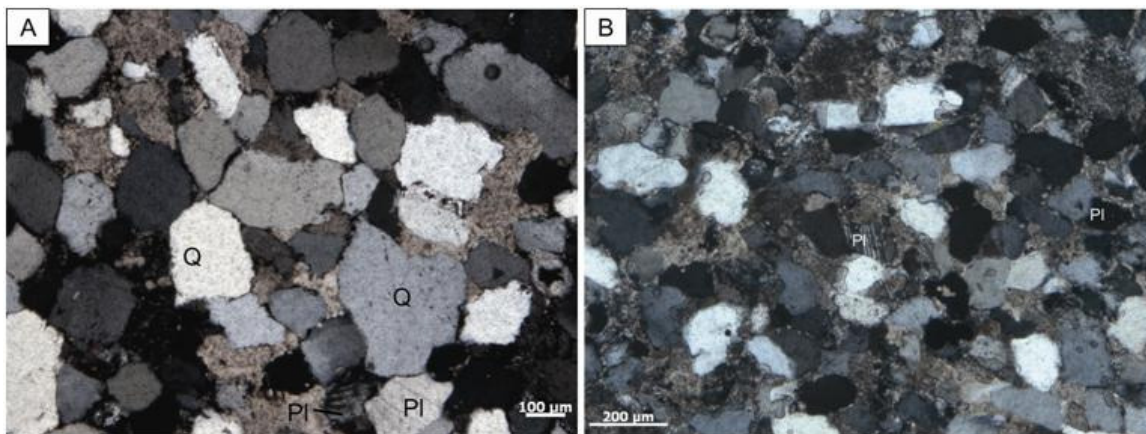


Figura 37 - Arenito subarcósio. A – plagioclásio com maclamento albita e extinção ondulante (PI) e quartzo monocristalino (Q). B - plagioclásio com alterações provavelmente para sericita (PI), esta alteração é indicada pelas manchas com aspecto tabular nos grãos.

8.2 ARCÓSIOS

Os arenitos arcósios são muito finos a finos com exceção a alguns grãos de fragmento de rocha. São constituídos de quartzo monocristalino de extinção ondulante variando de 20 μm a 130 μm com grãos subarredondados a subangulosos, quartzo policristalino de extinção ondulante e grãos subarredondados podendo alcançar até 80 μm . K feldspato com maclamento “xadrez”, varia de 30 μm a 90 μm e apresenta extinção ondulante; os grãos subangulosos a subarredondados. Plagioclásio, com maclamento albita, tem grãos subangulosos a raros grãos subarredondados com tamanhos de 30 μm a 100 μm . Os fragmentos de rocha são representados por: grãos subangulosos de rocha metamórfica com tamanho de até 500 μm (figura 39), grãos subangulosos de rocha pelítica com tamanho até

350 μm e grãos subarredondados a subangulosos fragmento de *chert* variando até 90 μm . Muscovita detrítica, apresenta tamanho entre 40 μm a 84 μm .

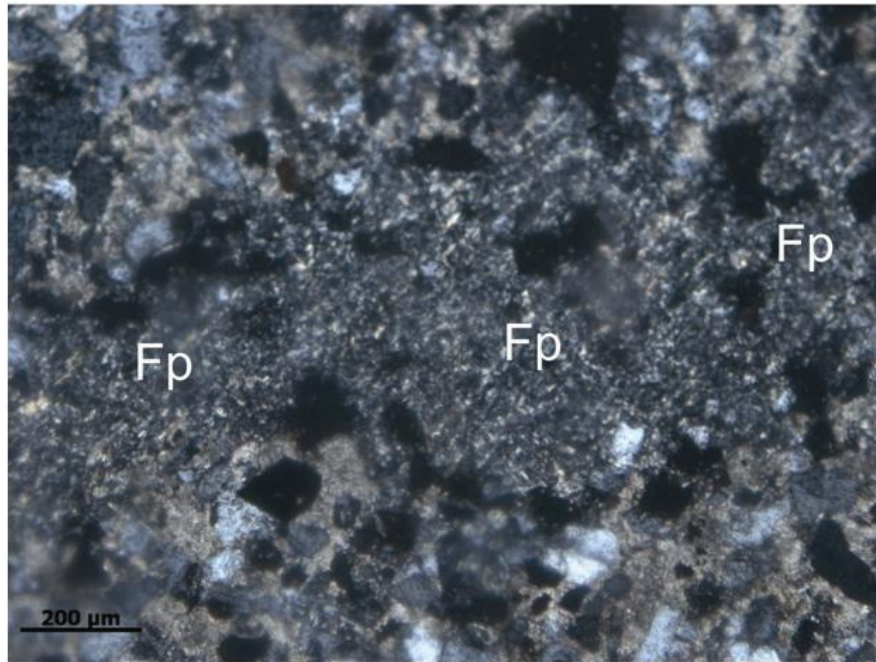


Figura 38 - Fragmentos de rocha pelítica (Fp) envolvidos por calcita espática.

Pirita, de hábito cúbico (figura 39), varia de tamanho de 25 μm a 100 μm e muscovita detrítica, de 30 μm a 80 μm de comprimento. O cimento de calcita espática é de granulação fina e envolve os grãos e preenche fraturas. Já o cimento de óxido/hidróxido de Fe forma películas sobre os grãos de quartzo e feldspato. O sobrecrescimento de sílica ocorre principalmente com quartzo monocristalino de extinção ondulante. Quanto à porosidade os arcósios são os arenitos mais porosos, com porosidade chegando a 11 %. Os poros são em sua maioria poros intergranulares, móldicos e às vezes alongados.

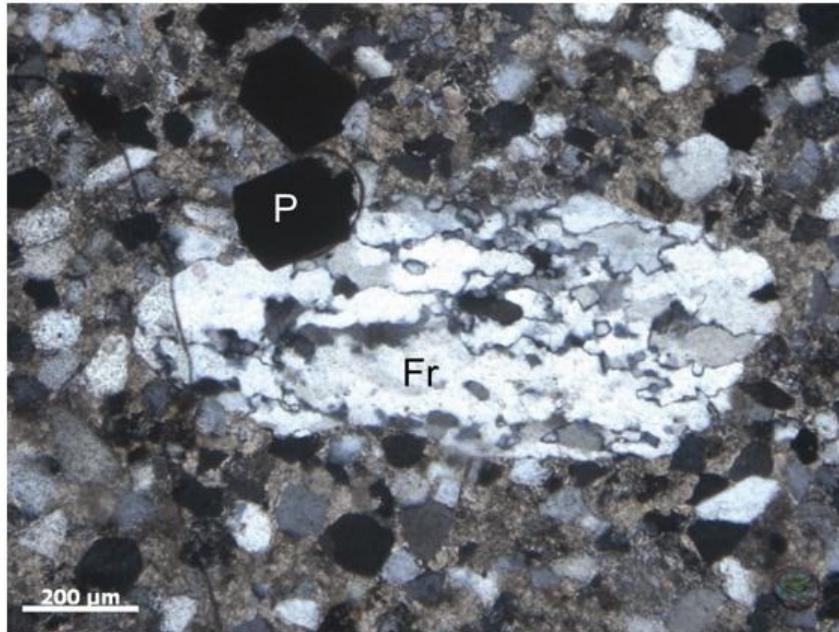


Figura 39 - Fragmento de rocha metamórfica com quartzo estirado (Fr) e pirita eudral de hábito cúbico.

8.3 ARCÓSIOS LÍTICOS

São arenitos finos a grossos (figura 40a), com cimento carbonático (figura 40b). O quartzo monocristalino de extinção ondulante a reta é subanguloso a subarredondado, podendo chegar até a 500 μm . O quartzo policristalino de extinção ondulante é subanguloso e alcança até 600 μm (figura 40c). O K feldspato é de extinção ondulante, os grãos são subangulosos e variam de 30 μm a 150 μm . O plagioclásio com maclamento albita é por vezes alterado. Os grãos são subangulosos e chegam até 500 μm (figura 40d). Os fragmentos incluem sílex subanguloso chegando até 50 μm e de rocha carbonática, além de bioclastos indiferenciados (figura 41a e 41b), variando até 1000 μm .

Em menor quantidade ocorrem pirita subedral variando em tamanho de 30 μm a 80 μm e muscovita detrítica de hábito lamelar e extinção ondulante, com tamanhos de até 200 μm . Os cimentos incluem clacita espática e óxido/hidróxido de ferro formando películas sobre os grãos. Os poros variam em tamanho de até 300 μm e possuem forma irregular, móldica e por vezes alongada. As fraturas encontram-se preenchidas por calcita espática.

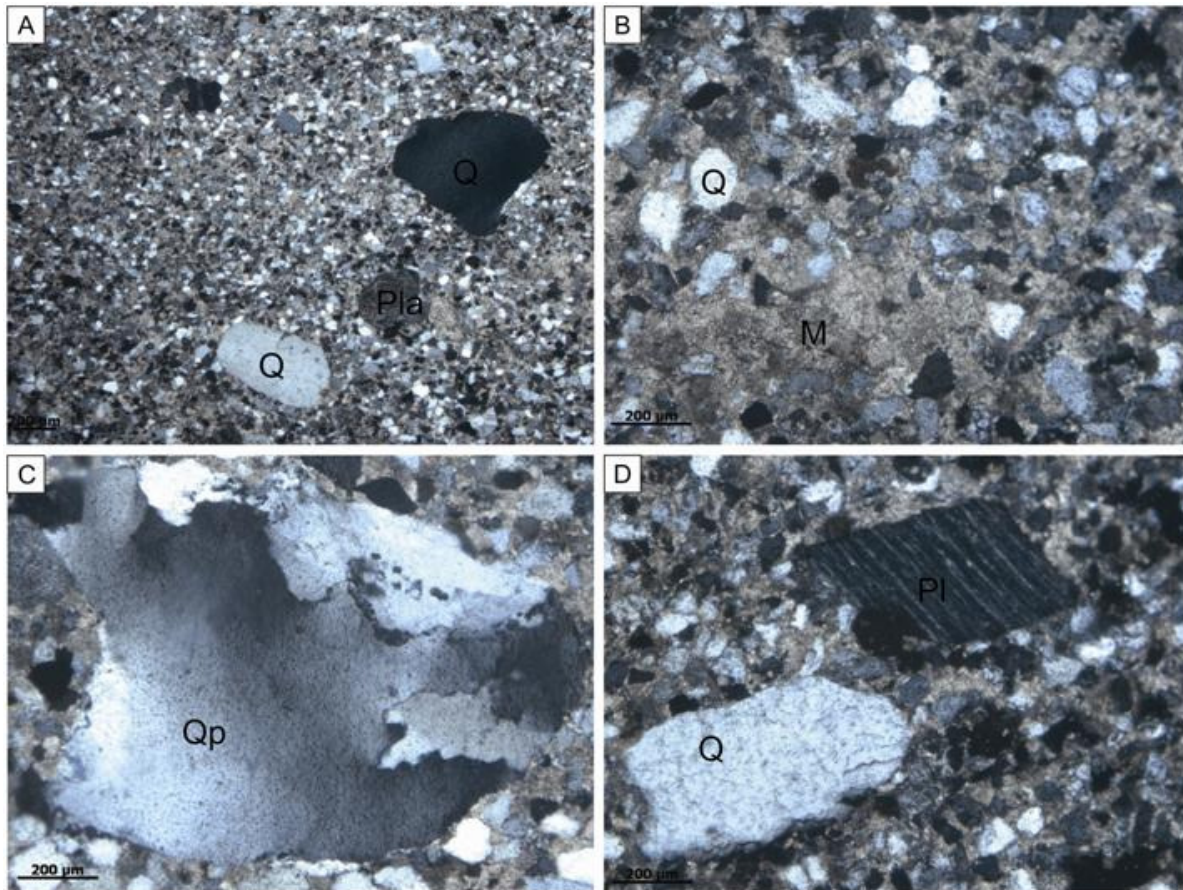


Figura 40 - Arenito Arcósio lítico. A – arcósio lítico fino com grãos de quartzo (Q) e plagioclásio (Pl) dispersos. B – cimento carbonático e grãos de quartzo (Q). C – grão de quartzo policristalino de extinção ondulante. D - grão de quartzo (Q) e plagioclásio alterado (Pl).

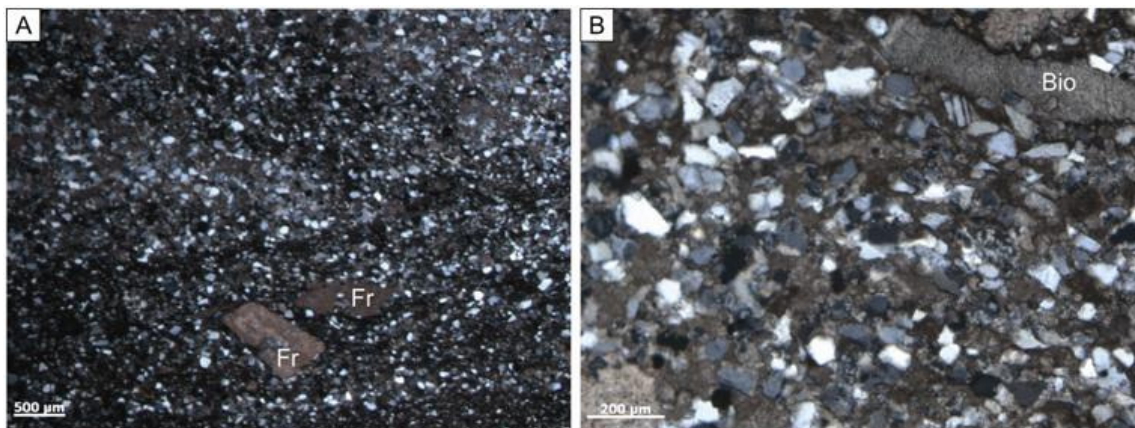


Figura 41 - Arenito arcósio lítico. A - fragmento de rocha carbonática (Fr). B - bioclasto indiferenciado (Bio).

8.4 DISCUSSÃO

A análise petrográfica de arenitos identificou três tipos de acordo com a classificação de Folk (1974): subarcósios, arcósios e arcósios líticos. Os subarcósios correspondem aos arenitos da associação de planície de maré. Macroscopicamente são maciços e com abundante pirita. Apresentam grãos muito finos a finos, cimento carbonático e de óxido/hidróxido de Fe. Os grãos de forma geral são subarredondados a arredondados e possuem pouco ou nenhum fragmento de rocha. Os arcósios correspondem à associação de fácies de canal de maré. Apresentam laminações cruzadas cobertas por lama, e localmente falhas sinsedimentares. São muito finos a finos com grãos subarredondados a subangulosos, contendo fragmentos de rochas pelíticas e maior teor de calcita espática e óxido/hidróxido de Fe que os subarcósios. Os arcósios líticos também estão presentes na associação de fácies de canal de maré, formando estratificação cruzada acanalada com recobrimento pelítico nos *foresets*. São arenitos finos a grossos, com fragmentos de rocha pelítica, sílex e de rocha metamórfica, em geral os grãos são angulosos a subarredondados variando em tamanho até a forma de clasto. A calcita espática magnésiana é o cimento principal. Ocorrem ainda óxido/hidróxido de ferro e quartzo autigênico.

9. DIAGÊNESE

A diagênese envolve todos os processos físicos, químicos e biológicos, os quais afetam os sedimentos, desde a deposição até os domínios do metamorfismo incipiente (Tucker & Wrigth 1990; Tucker 1992; Worden & Burley 2003; James & Choquette 1990). Os processos diagenéticos identificados para os carbonatos e arenitos foram: micritização, neomorfismo, compactação física, porosidade, cimentação, dolomitização, compactação química, precipitação de Pirita, formação de óxido/hidróxido de Fe, silicificação e alteração do plagioclásio (Tabela 5).

Tabela 5 - Sequência de eventos diagenéticos para as rochas da Formação Itaituba em Uruará – PA

<u>EVENTOS</u>	<u>EODIAGÊNESE</u>	<u>MESODIAGÊNESE</u>	<u>TELODIAGÊNESE</u>
Micritização	-----		
Neomorfismo	-----		
Compactação física	-----		
Porosidade	-----	-----	
Cimentação	-----		
Dolomitização	-----		
Compactação química		-----	
Formação de Pirita	-----	-----	
Formação de Óxd./Hid. De Fe	-----	-----	
Silicificação		-----	
Alteração do Plagioclásio			-----

9.1 MICRITIZAÇÃO

Este processo diagenético ocorre nas microfácies Gf, Gt, Wt e Wf, forma um envelope de coloração marrom escura ao redor das carapaças dos bioclastos (figura 42), sendo estes representados por braquiópodes, bivalves, artrópodes, espinhos de equinodermas e menos comum em briozoários. A micritização se origina da ação de bactérias e fungos endolíticos que perfuram os bioclastos resultando em um denso envelope micrítico na parte externa da carapaça dos fósseis (Tucker & Wrigth 1990). Segundo Tucker (1990) os

envelopes micríticos podem ser usados como critérios para inferir profundidade, indicando deposição na zona fótica (entre 100-200m).

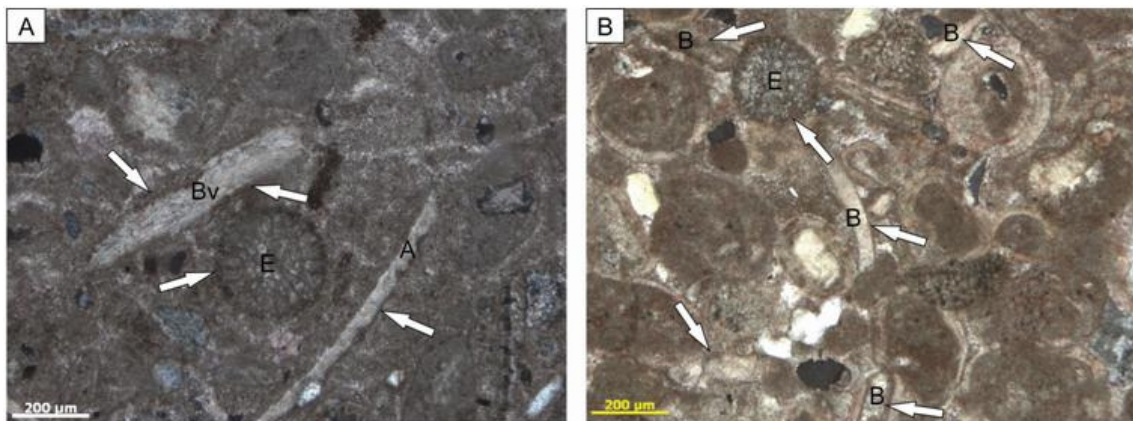


Figura 42 - Micritização afetando Gf. A – concha de bivalve (Bv), fragmento de artrópode (A) e espinhos de equinoderma (E). B – fragmento de conchas de bivalves (B) e equinodermas (E).

A micritização ocorre comumente logo após a deposição pela atividade de organismos bacterianos ou fungíferos perfurantes que atacam as carapaças de braquiópodes, bivalves, equinodermas, moluscos, artrópodes formando envelopes ao redor dos bioclastos. Este processo é muito comum nos calcários da Formação Itaituba e tem sido descrito por Carozzi *et al.* (1972) que identificam o processo de micritização em bioclastos, por Figueiras & Truckenbrodt (1987) que identificam carapaças de bioclastos inteiramente micritizadas, além de Lima (2010) que trabalhou na porção basal da unidade e identificou o processo em carapaças de braquiópodes e fragmentos de moluscos. A micritização observada no presente trabalho ocorre em menor intensidade apenas na borda dos bioclastos. A proliferação de organismos bacterianos e fungíferos perfurantes nas carapaças de bioclastos indica um ambiente com forte incidência solar, baixa profundidade e turbidez e baixa ação de ondas e correntes (Tucker 1992; Flügel 2004; Gierlowski-Kordesch 2010). Barthurst (1971), James & Choquette (1990) e Tucker (1992) relatam que o processo de micritização é mais comum em ambientes plataformais marinhos a transicionais, entretanto Gierlowski-Kordesch (2010) descreve este processo também em depósitos de lagos continentais.

9.2 NEOMORFISMO

Segundo Tucker (1992) e Tucker & Wright (1990) é o termo usado para descrever a substituição e recristalização onde pode ter havido mudança na mineralogia. Nas microfácies Mm, Wf, Wt e Gf foram identificados o neomorfismo agradacional (*aggrading neomorphism*) e a calcitização (figura 43). O neomorfismo do tipo agradacional ocorre quando os cristais da

matriz micrítica engrossam de tamanho, já a calcitização é a substituição de conchas de bivalves constituídas de aragonita por calcita espática.

O processo de calcitização é descrito por Lima (2010) assim como Matsuda (2002) descreve processos de recristalização da matriz, porém não o denomina de neomorfismo, entretanto Figueiras (1983) identifica o neomorfismo localmente nas microfácies de *mudstones*.

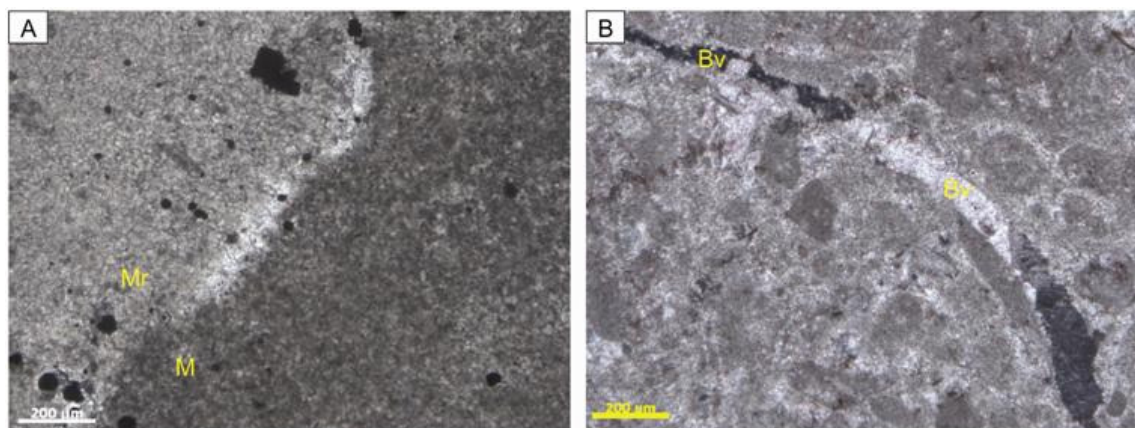


Figura 43 - Neomorfismo na microfácies Wf. A – Neomorfismo agradacional (*aggrading neomorphism*) da matriz micrítica (M) passando a microesparito (Mr). B – Calcitização de concha de bivalve (Bv), originalmente constituída de aragonita.

9.3 COMPACTAÇÃO FÍSICA

Este processo ocorre nos estágios iniciais da diagênese e envolve a redução da porosidade inicial (Tucker 1992; Boggs Jr. 1992). O crescente soterramento e compactação das camadas causou em parte fraturas (figura 44) no arcabouço que posteriormente foram preenchidas por calcita espática. Nos arcósios líticos as micas estão em parte deformadas o que faz com que a extinção do mineral deixe de ser reta picotada e passe a uma extinção ondulante (figura 45).

Figueiras (1983) descreve alguns fósseis fragmentados. Matsuda (2002) descreve fraturas no arcabouço de *mudstones* calcíticos de planície de maré, já Lima (2010) descreve micas contorcidas e fraturas preenchidas por quartzo autigênico e associa o fraturamento da porção basal da unidade Itaituba com a intensa compactação.

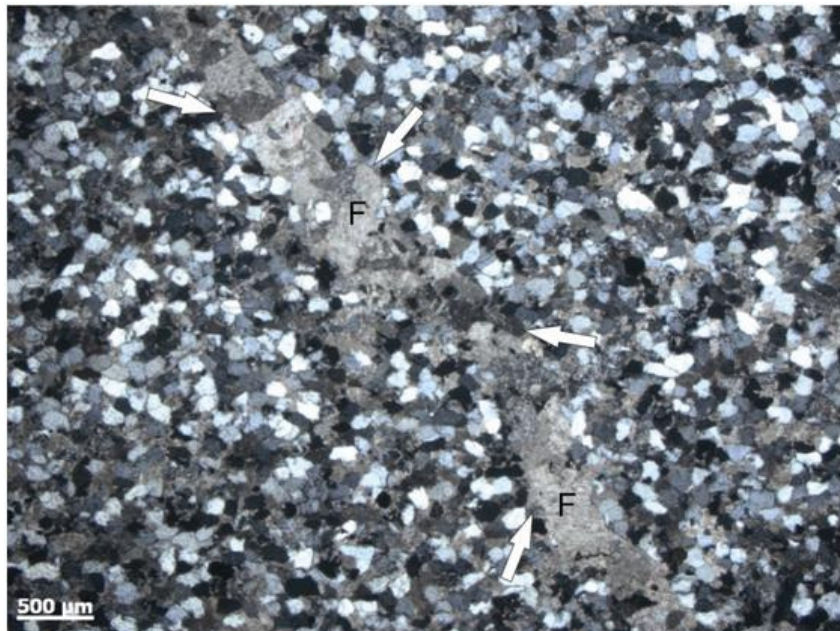


Figura 44 - Fratura (F - limitado pelas setas) no arcabouço da rocha preenchida por calcita.



Figura 45 - Micas contorcidas com extinção ondulante devido à compactação física dos grãos.

9.4 POROSIDADE

Os processos de cimentação, compactação e dissolução por pressão reduzem a porosidade, enquanto que a dolomitização, o fraturamento tectônico e a dissolução secundária fazem que ocorra um acréscimo de porosidade durante a diagênese (Tucker 1990; Tucker & Wright 1990).

A porosidade afeta tanto arenitos quanto carbonatos. Nos carbonatos a porosidade varia de 0% a 5% e nos arenitos de 0,5% a 11% e varia no perfil estudado conforme a figura 46. Os poros são classificados em: interpartícula (figura 47a), móldico (figura 48a), alongados (figura 48b e 48d), de fratura (figura 48c), agigantados (figura 48a) e raros poros intracristalinos em pirita (figura 47b).

Os poros intercristalinos são raros e variam de 60 μm a 180 μm ocorrem comumente em carbonatos, isolados, sem interconexão e perfazem até 4% em lâmina. Os poros móldicos, variam em tamanho de 20 μm a 90 μm , e sua distribuição é homogênea. Os poros alongados variam em comprimento de 20 μm a 70 μm , são homogêneos e não apresentam orientação com a laminação. Os poros de fratura variam de 200 μm a 5000 μm , encontram-se preenchidos por calcita espática de granulação média. Os poros agigantados variam de 500 μm a 2000 μm , são heterogêneos e por vezes orientam-se de acordo com a laminação. A porosidade intracristalina é rara e ocorre apenas em cristais de pirita, sua forma é angulosa e apresenta um diminuto tamanho que alcança até 20 μm .

A baixa porosidade dos carbonatos (0% a 4%) da Formação Itaituba está diretamente relacionada aos diferentes processos de cimentação que limitam a porosidade original da unidade. Na décima rodada de licitações da Bacia do Amazonas a Formação Itaituba é interpretada como uma rocha selante dos arenitos reservatórios da Formação Monte Alegre sobreposta, o que corrobora com a hipótese da cimentação reduzir consideravelmente a porosidade da rocha, explicando a baixa porosidade destes carbonatos. Lima (2010) identifica uma porosidade média de 3,3% no limite entre a Formação Monte Alegre e Itaituba, enquanto Matsuda (2002) classifica os poros como interpartícula e do tipo *vug*.

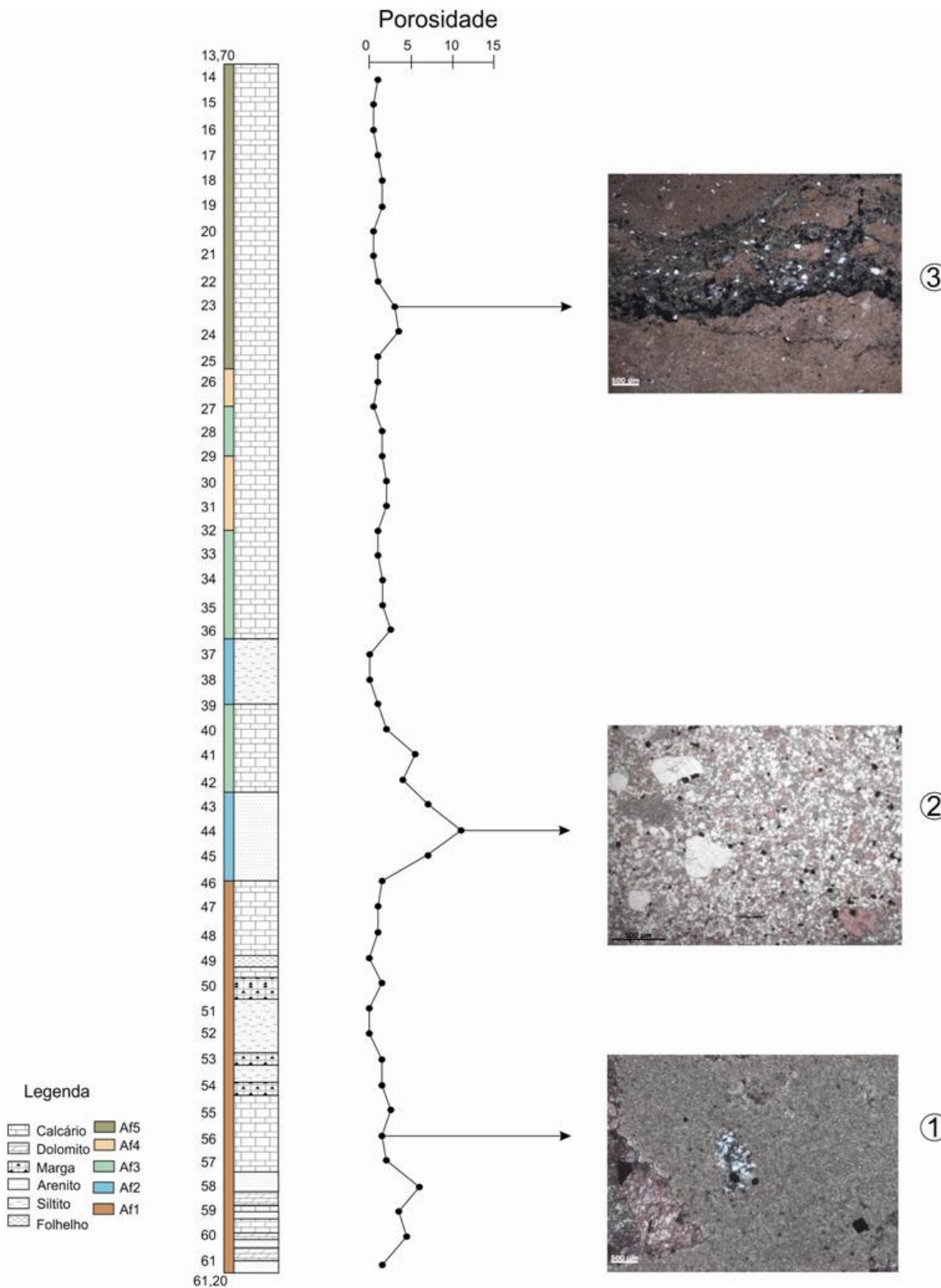


Figura 46 - Variação da porosidade das rochas da Formação Itaituba ao longo do Furo 1. 1) porosidade intercrystalina e móldica na associação AF1. 2) porosidade móldica e alongada em arenitos de AF2. 3) Porosidade reduzida e associada a *dissolution seams* da associação AF5.

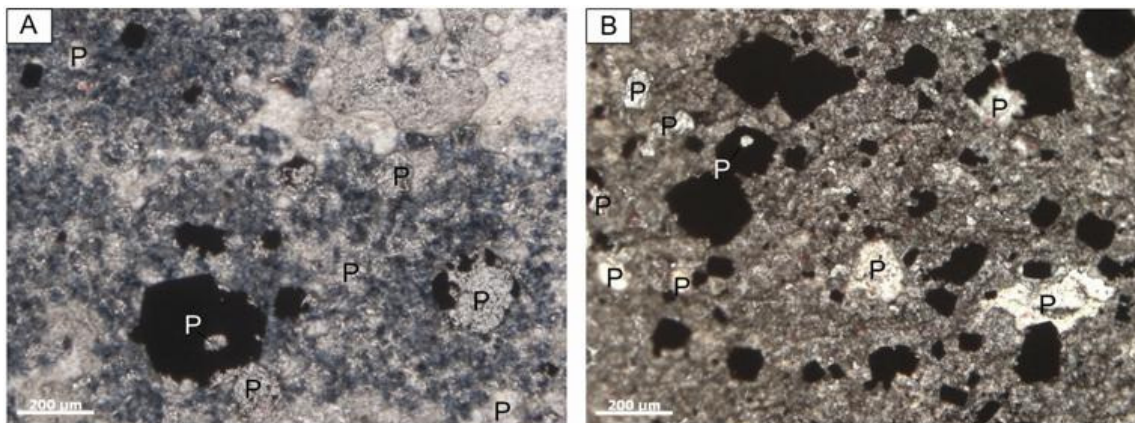


Figura 47 - Porosidade na microfácies Fb. A – poros intercrystalino (P) e porosidade intracrystal em cristal de pirita (P coloração esbranquiçada). B – porosidade intercrystalina e móldica e poro intragranular em cristal de pirita (P coloração esbranquiçada).

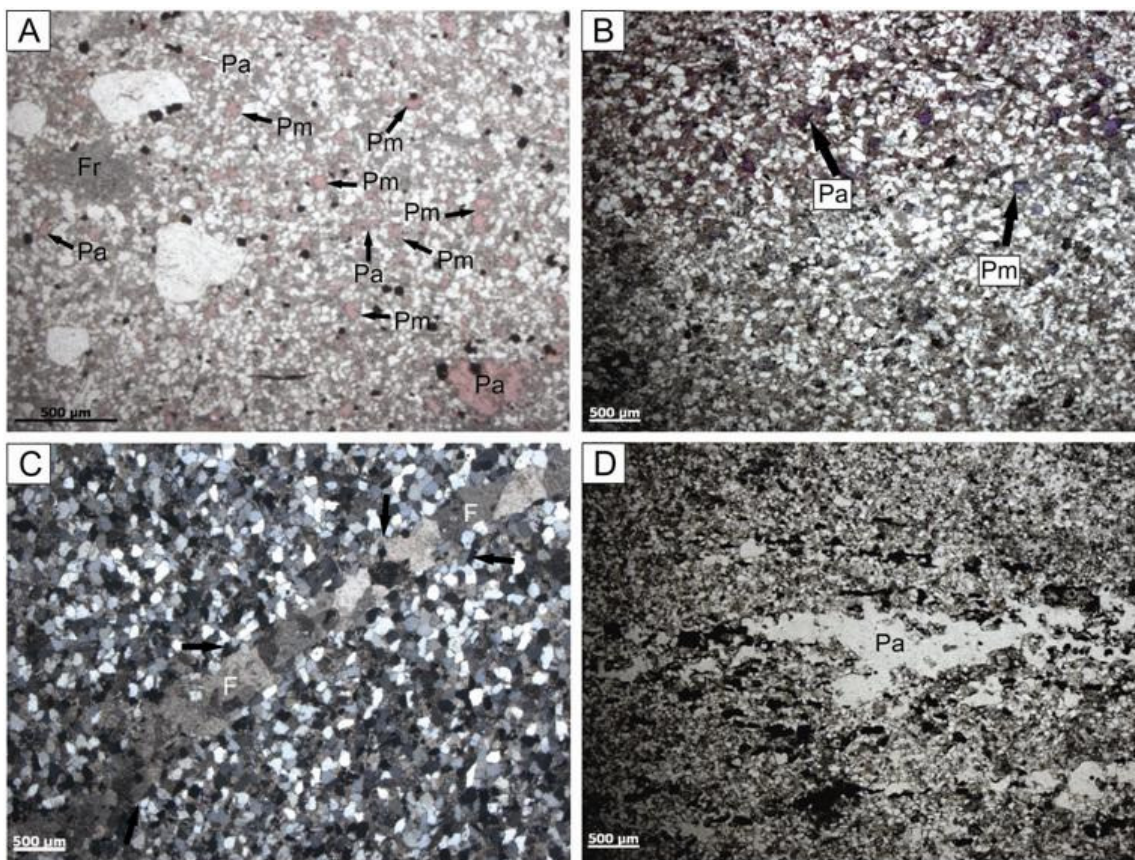


Figura 48 - Porosidade geral nos arenitos do testemunho F₁Ia. A – poros móldico (Pm) e poros alongados (Pa) em contato com grãos terrígenos incluindo fragmento de rocha (Fr). B – poros alongados (Pa) e móldicos (Pm) em arenitos subarcósios muito finos. C – fraturamento preenchido por calcita em arenito arcósio. D – poro alongado (Pa) em arenitos arcósio lítico.

A porosidade nos arenitos varia de acordo com a classificação de arenitos. Nos subarcósios que pertencem à associação AF1, a porosidade é em média de 4,5%. Os poros são móldicos, alongados e agigantados. São caracterizados por uma intensa precipitação de

cimento calcítico preenchendo as fraturas e por vezes substituindo os grãos do arcabouço. A formação de óxidos/hidróxidos de ferro ao redor dos grãos de quartzo e feldspato reduz a porosidade da rocha comparada aos demais arenitos. Os arenitos arcósios são da associação Af2 e variam em granulometria da base para o topo de muito finos a grossos, sendo os arenitos mais porosos do perfil (até 11%). Com poros móldicos e agigantados. Os arenitos arcósios líticos estão contidos na associação Af2 e representam granulomaria fina a média, com bioclastos e fragmentos de rochas carbonáticas. A porosidade é em média de 3% e os poros são móldicos e agigantados devido à dissolução química e alongados.

9.5 CIMENTAÇÃO

A cimentação é o principal processo responsável pela perda de porosidade em rochas carbonáticas, tomando o espaço poroso com fluido supersaturado na fase cimento (Tucker 1992; Tucker & Wright 1990). Os cimentos ocorrem em praticamente todas as microfácies exceção às microfácies Fb e Ds. O cimento é constituído de calcita e ocorre na forma de fibras aciculares e com textura *bladed*.

9.5.1 Cimento fibroso acicular

Corresponde à primeira geração de cimento, provavelmente de constituição aragonítica, porém substituída por calcita espática magnesianiana. As fibras são anisópacas, com extinção ondulante, de granulação muito fina ao redor dos grãos e de cavidades e alcançam até 100 μm de comprimento e espessura inferior a 5 μm (figura 49). A provável origem de formação está relacionada à fluidos de baixa temperatura circulando a zona marinha vadosa até a saturação e precipitação (Tucker 1992; Bathurst 1971).

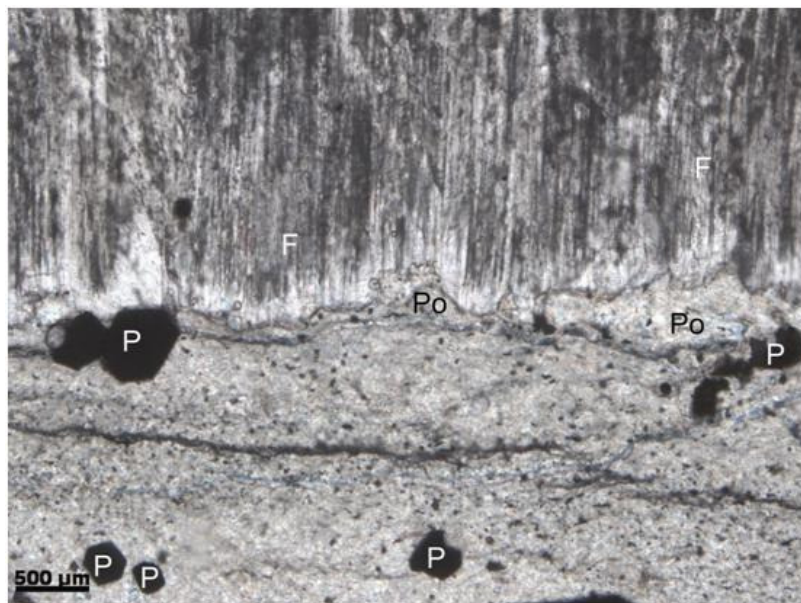


Figura 49 - Cimento de calcita fibrosa de granulação muito fina (F) ao redor de poros (Po) e de cristais de pirita (P) na microfácies Mm.

9.5.2 Cimento com textura *bladed*

O cimento tipo *bladed* é a segunda geração da cimentação carbonática. As lâminas possuem extinção ondulante, cristais de granulação média a grossa, com espessura máxima de até 50 μm e comprimento de até 80 μm (figura 50). A origem do cimento *bladed* está relacionada à direta precipitação de calcita espática magnesiana ou mesmo a substituição de aragonita por calcita com textura *bladed*.

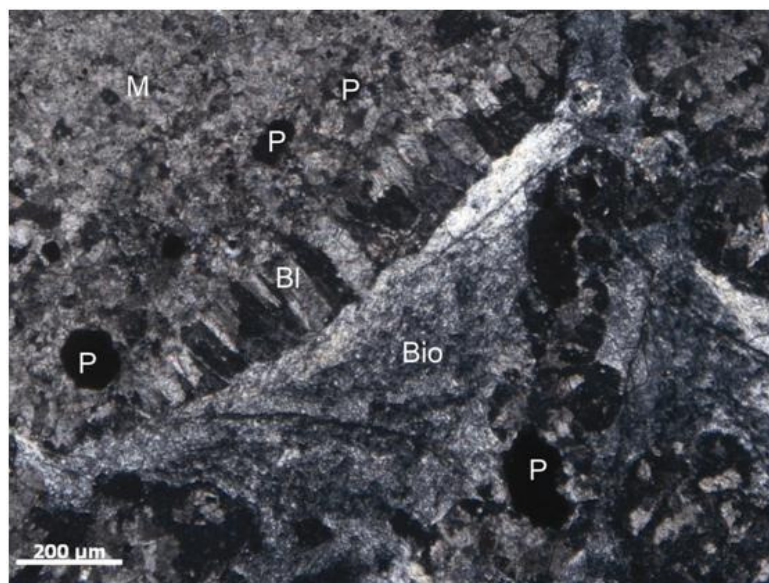
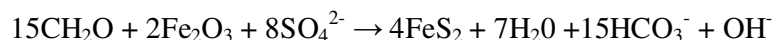


Figura 50 - Cimento de calcita não ferrosa tipo *bladed* (Bl) sobre bioclasto (Bio) e matriz micrítica (M) com pirita disseminada (P) na microfácies Mm.

Nos arenitos a calcita é o cimento, além do quartzo, mais comum e abundante (Boggs Jr. 1987) e pode ser encontrado em qualquer estágio diagenético (Tucker 1992). O cimento calcítico tem granulação fina a média (figura 51a e 51b) é encontrado nas fácies siliciclásticas Am, Ac e Aw.

A origem da cimentação carbonática está relacionada à redução bacteriana de sulfatos em uma zona de fermentação ou metanogênese (Boggs Jr. 1992). Curtis & Coleman (1986) afirmam que em estágios eodiagenéticos as reações orgânicas como redução de sulfatos e oxidação tendem a aumentar a concentração de CO₂ causando dissolução em vez de precipitação. A precipitação carbonática só pode ocorrer se durante a oxidação ou redução de sulfato, sendo uma reação paralela que consuma o íon H⁺ ocorra. Na zona de redução de sulfato a reação de redução é:



Esta reação conduz a precipitação de pirita e a concentração de bicarbonato nas águas intersticiais dos poros. O ferro é deslocado para a formação de pirita enquanto que a precipitação de cimento de dolomita ou calcita magnésiana irá depender das concentrações de magnésio, cálcio e sulfato nas águas intersticiais.

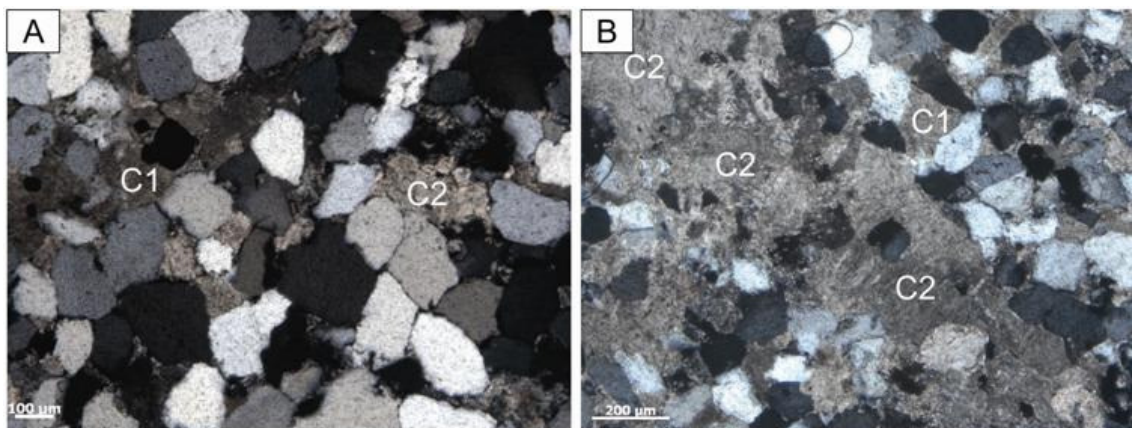


Figura 51 - Cimento de calcita em arenito subarcosiano. A – Cimento de calcita espática (C1 e C2). B -Cimento de calcita espática (C1) e preenchendo fratura (C2).

Nos arenitos também é encontrado cimento, de quartzo, na forma de sobrecrescimento de sílica, comum em arenitos de idade inferior à oligocena (Tucker 1992). O sobrecrescimento de quartzo é reconhecido por delgadas linhas de sujeiras descontínuas que separam os sobrecrescimentos dos grãos monocristalinos (figuras 52a e 52b setas vermelhas), e por contatos de compromisso entre os grãos (figuras 52a e 52b setas brancas).

As fontes de sílica podem estar relacionadas à dissolução por pressão de grãos de quartzo, substituição de quartzo ou feldspato por carbonato (cimento carbonático dissolve os grãos) e ação de água freática meteórica (Boggs Jr. 1987; Boggs Jr. 1992; Tucker 1992). É encontrado nas fácies Am, Ac e Mc.

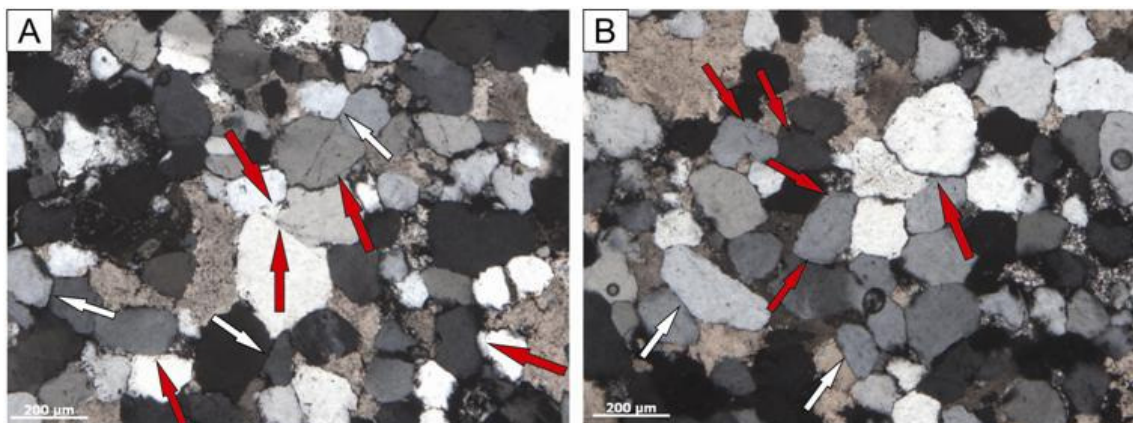


Figura 52 - Sobrecrescimento de sílica em arenitos. A – Sobrecrescimento de sílica (setas vermelhas) e contatos de compromisso (setas brancas) em arenito arcosiano. B – Sobrecrescimento de sílica (setas vermelhas) e contatos de compromisso (setas brancas) em arenito subarcósio.

Figueiras (1983) identifica duas gerações de cimentos marinhos na região de Aveiro, interpretados como a primeira geração de cimento, constituído de calcita magnésiana e em forma de *bladed* e envolve a carapaça de alguns bioclastos. Matsuda (2002) também identifica cimentação por calcita espática e uma provável substituição de cimento aragonítico (fibroso) e Lima (2010) identifica cimentos de calcita espática magnésiana ao redor de bioclastos e aloquímicos. A cimentação da Formação Itaituba em Uruará, Aveiro e no trabalho de Matsuda (2002) corroboram com a ideia de cimentação em ambiente marinho (Bathurst 1971; Tucker & Wright 1990; Boggs Jr. 1992; Tucker 1992; Scholle & Scholle 2003). Lima (2010) e Matsuda (2002) descrevem a precipitação de calcita espática e dolomitas preenchendo fratura em arenitos subarcósios e arcósios da transição Monte Alegre – Itaituba. Lima (2010) identifica sobrecrescimento de sílica na Formação Itaituba, região de Itaituba e Monte Alegre.

9.6 DOLOMITIZAÇÃO

A dolomitização é um processo de substituição de calcita pela dolomita. Ocorre nas microfácies Dt, Ds, Dl, Bd e Mm, por vezes corroendo a borda dos grãos de quartzo ou mesmo formando frentes de dolomitização como ocorre na microfácies Mm. Os cristais em geral são muito finos a finos (figura 53), xenotópicos e podendo mostrar extinção ondulante. A dolomitização é relacionada a três fatores básicos: i) a fonte de magnésio; ii) o mecanismo

para mover grandes volumes de fluidos dolomitizados e ; iii) a maneira de como reduzir as inibições à precipitação de dolomita. Dois modelos de dolomitização são tomados em consideração para os dolomitos da Formação Itaituba: a) dolomitização por refluxo de percolação (*seepage reflux*) e; b) modelo de águas mistas (*mixing water model* ou *Dorag model*) (Tucker 1992).

O primeiro modelo poderia valer para a microfácies Ds onde as dolomitas possuem uma granulação de fina a média (figura 54), localmente formando lâminas contínuas, intercaladas com sílica microcristalina, argila e quartzo terrígeno. Associa – se este modelo à associação de fácies planície de maré.

A dolomitização nas demais microfácies pode estar associada à zona mista, com mistura de águas meteóricas e marinhas, diretamente ligada ao modelo de Dorag que baseia-se no comportamento não linear das curvas de solubilidade quando soluções com concentrações diferentes de eletrólitos são misturadas. A mistura de água doce e água marinha, na faixa de 5-50% de água marinha, pode causar dolomitização, pois está subsaturada com respeito à calcita e supersaturada com respeito à dolomita (Tucker 1992; Tucker & Wright 1990).

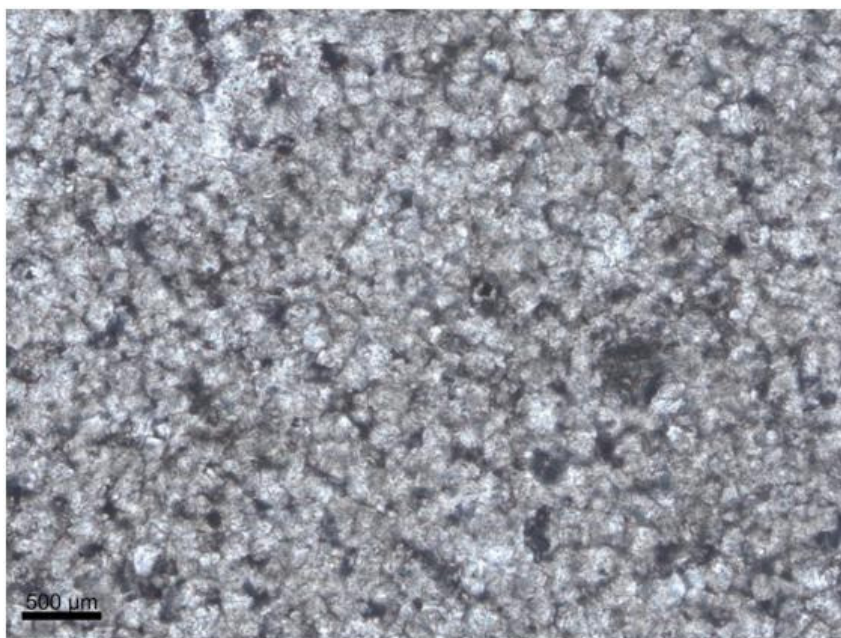


Figura 53 - Dolomito da microfácies Dt cujos cristais não ultrapassam granulação média.

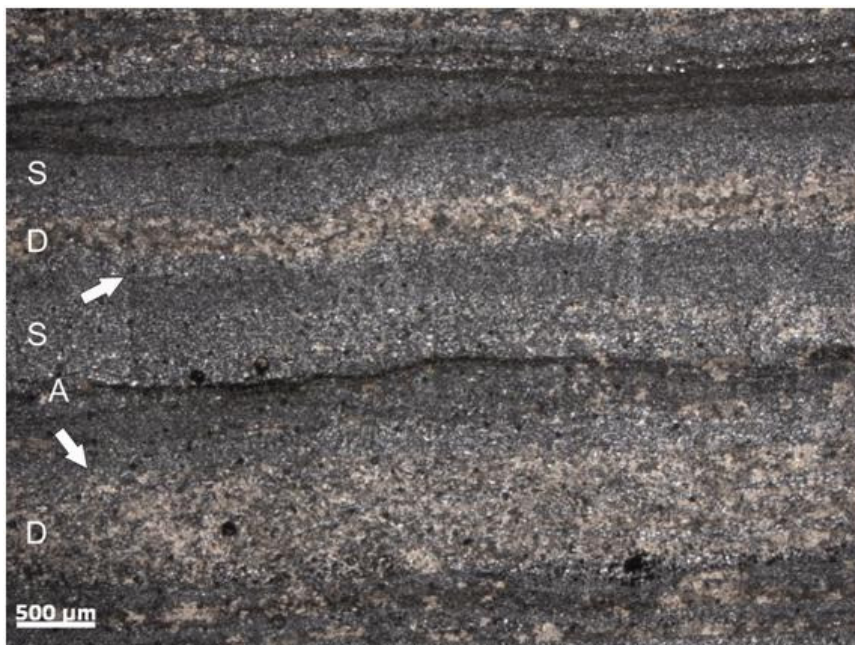


Figura 54 - Dolomito (D) intercalado com quartzo microcristalino (S) e argila (A).

Figueiras (1983) identifica duas gerações de dolomitas uma relacionada a ambiente diagenético marinho e outra relacionada a soterramento com recristalização e granulação grossa. Lima (2010) restringe a ocorrência de dolomitas nas fácies de base associadas a Formação Monte Alegre e as fácies plataformais da Formação Itaituba. Diferentemente de Figueiras (1983) no presente trabalho apenas duas gerações de dolomitização foram identificadas, porém relacionadas à gênese em ambiente diagenético marinho. Isso provavelmente pode estar relacionado à profundidade do testemunho (90m usado por Figueiras e até 60m no presente trabalho), variação da ciclicidade faciológica e ambiental.

9.7 COMPACTAÇÃO QUÍMICA

A compactação química ou dissolução por pressão nos carbonatos e forma *dissolution seams* ou estilólitos. Se a deformação for mais intensa e gerar feições irregulares, suturadas produzidas por diferença de movimentação vertical em pressão acompanhada pela solução gera-se estilólitos (Flügel 2004).

Os *dissolution seams* ocorrem na fácies Fb onde são subparalelos, descontínuos e impregnados por óxidos e hidróxidos de ferro (figura 55). Os estilólitos são vistos tanto macroscopicamente (figura 56a) quanto microscopicamente, formam superfícies serrilhadas preenchidas por óxidos/hidróxidos de ferro, quartzo e argilas (figura 56b e 56c).

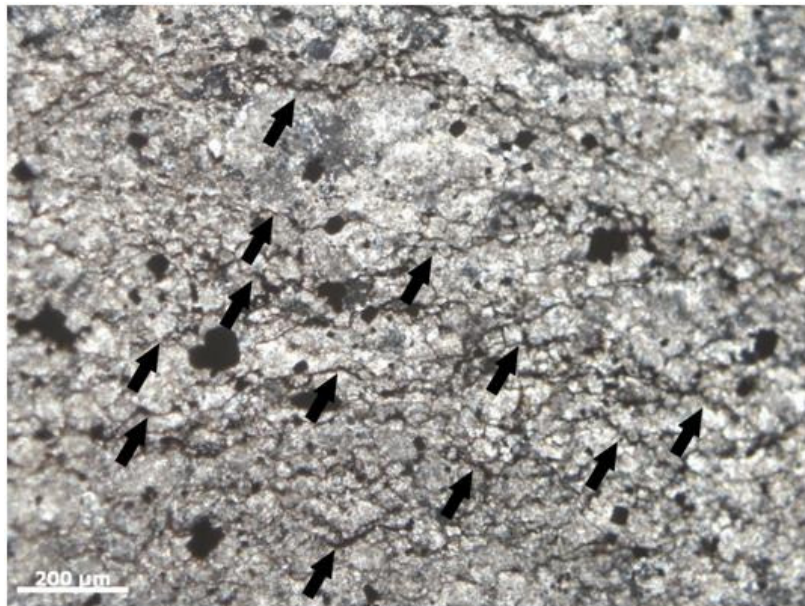


Figura 55 - *Dissolution seams* subparalelos e descontínuos (setas) na microfácies Fb.

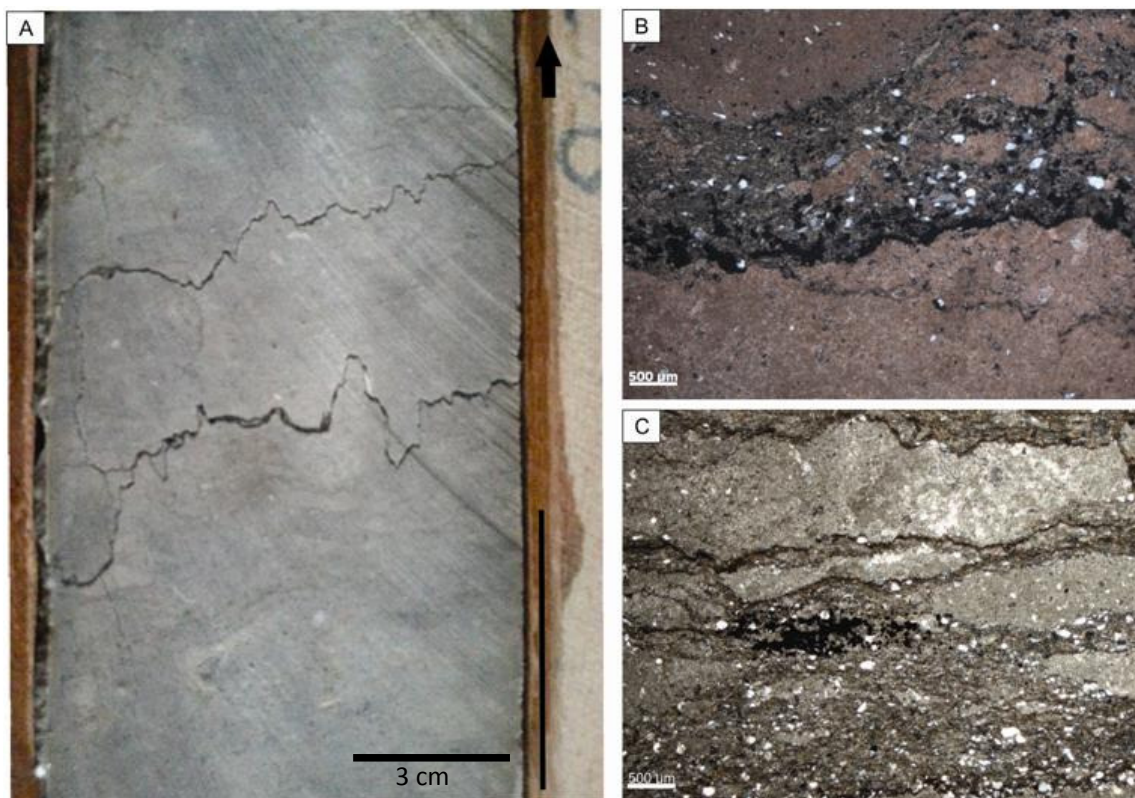


Figura 56 - Feições de compactação química. A - estilólito de grande amplitude na microfácies Wf. B - *Dissolution seams* e estilólito irregular na microfácies Wt. C - estilólitos de baixa amplitude na microfácies Wf.

Nos arenitos a compactação química faz com que os grãos sejam dissolvidos nos pontos de contato, levando a geração de contatos côncavos – convexos (figura 57) e suturados, reduzindo a porosidade. Esta redução de porosidade é oriunda do constante soterramento e aumento da pressão local.

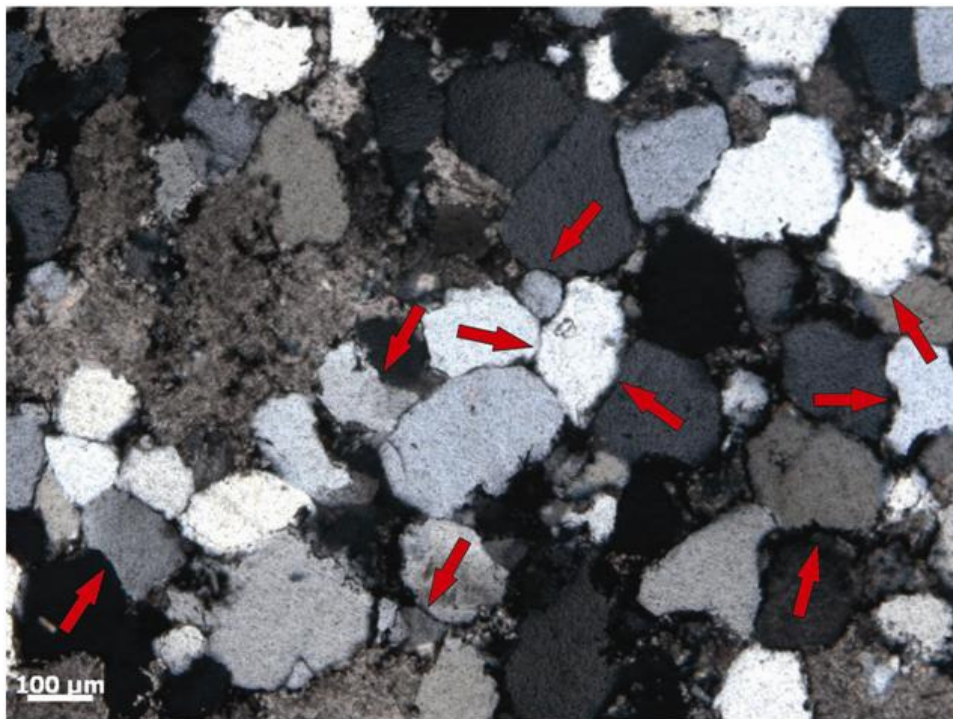


Figura 57 - Contatos côncavos - convexos entre grãos de quartzo monocristalino (setas vermelhas) em arenito arcosiano.

Figueiras (1983) e Figueiras e Truckenbrodt (1987) identificam apenas a ocorrência de estilólitos nas microfácies de *mudstones* e intraesparito, Matsuda (2002) associa a ocorrência dos mesmos às fácies mais plataformais em ambiente de soterramento, assim como Lima (2010) que identifica superfícies de estilólitos de baixa amplitude em microfácies de *wackestones* e *packstones*. No presente trabalho verifica-se que as microfácies afetadas pelas feições de *dissolutions seams* são associadas a ambiente lagunar e as de estilólitos a ambiente plataformal. Lima (2010) descreve contatos côncavos – convexos, suturados e paralelados em arenitos arcosianos e associando-os a compactação e dissolução química.

9.8 FORMAÇÃO DE PIRITA

Segundo Tucker (1992) a pirita se forma em ambientes com bastante conteúdo de matéria orgânica e sulfatos como estuários e planícies de maré. Pode se dispor de forma cúbica disseminada ou mesmo substituindo bioclastos (Fisher 1986). No caso das piritas da área de estudo são euedrais a subedrais, variando de 15 μm a 200 μm e são encontradas em carbonatos, arenitos e folhelhos. Nos carbonatos concentram-se nas fácies Mm, Mf e Fb, correspondendo às associações de fácies Af1 e Af2 (figura 58).

Segundo Berner (1983) os sedimentos calcários quando não estão em contato com camadas de argila ou silte, não possuem uma proporção adequada de íons de ferro fazendo que a formação de pirita seja ausente ou escassa. Apesar de ter uma alta concentração de matéria orgânica e abundante H_2S , se o sedimento dominante é CaCO_3 , a precipitação de pirita é baixa (Berner 1983; Berner & Raiswell 1984).

Nos carbonatos da área de estudo foram identificadas duas situações para a formação de pirita, uma na associação Af1 e outra na associação Af2. A pirita de Af1 esta relacionada a ambiente de planície de maré com matéria orgânica advinda do continente e também a camadas de siltito maciço avermelhado oxidado no contato planície de maré/laguna siliciclástica que teriam fornecido H_2S e Fe^{+2} (Berner 1983). A pirita de Af2 esta relacionada a uma zona euxínica lagunar, onde bactérias são envolvidas na redução de sulfato (sulfobactérias) para sulfetos e o Fe^{3+} oriundo de óxidos/hidróxidos, é reduzido para Fe^{2+} (Fisher 1986; Berner 1983).

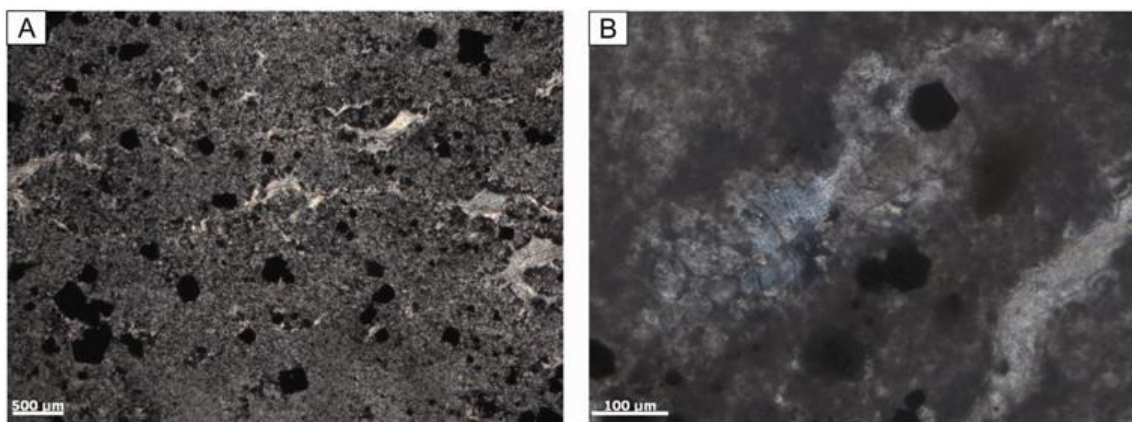


Figura 58 - Pirita na microfácies Mm. A – pirita subedral a eudral em calcita microcristalina das microfácies Mf e Mm. B – Detalhe de cristais de pirita euedrais da microfácies Mf.

Nos arenitos a pirita encontra-se disseminada e possui uma baixa percentagem entre os constituintes (tabela 3) (figura 59). A pirita se forma em ambiente de soterramento raso, via reação de minerais de ferro detríticos com H_2S . O H_2S por sua vez é produzido pela redução de sulfato por bactérias usando matéria orgânica sedimentar como agente redutor e fonte de energia (Berner 1983). Os cristais de pirita variam em tamanho até 200 μm com forma eudral a subedral.

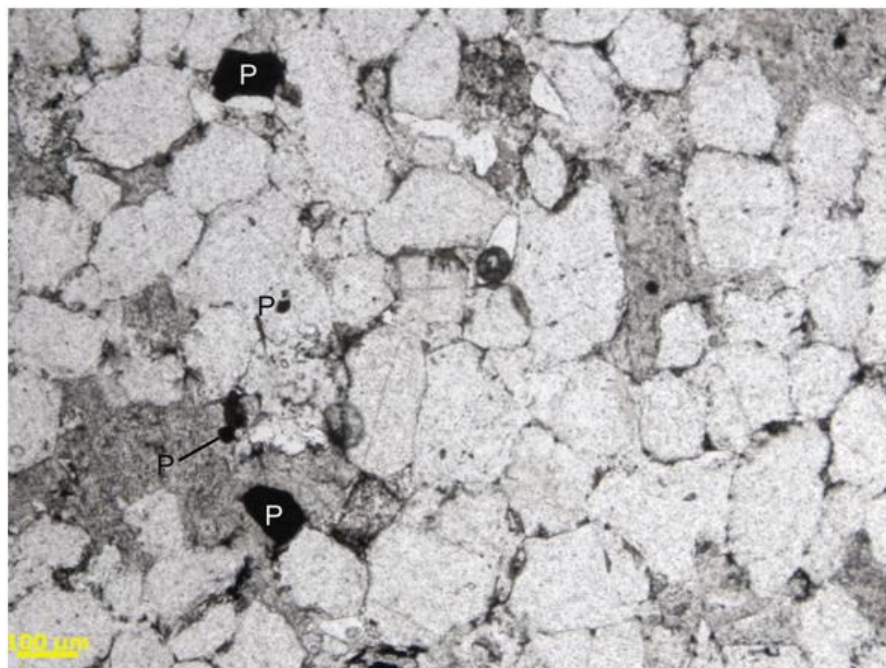


Figura 59 - Cristais de Pirita eudral/subedral em subarcócio da fácies Am (P). Nícois paralelos.

Figueiras (1983) e Figueiras e Truckenbrodt (1987) relacionam a pirita da região de Aveiro com ambiente de soterramento e devido a sua grande variação em tamanho (chegando a 4 mm) não interpretam sua. Da mesma forma Neves (2011), trabalhando na área do município de Monte Alegre, descreve cristais piritas de até 50 μm em dolomitos e *mudstones* calcícticos, porém aponta apenas uma origem tardia para sua formação. Lima (2010) identifica pirita nas fácies lagunares e como minerais acessórios em arenitos arcósianos.

9.9 FORMAÇÃO DE ÓXIDOS/HIDRÓXIDOS DE FERRO

Óxido/hidróxido de ferro forma cutans sobre grãos detríticos e ocorre em várias amostras de subarcósios e arcósios (figura 60). A provável origem está relacionada à telodiagênese, em que reações de oxidação derivadas de águas meteóricas precipitam fluidos ricos em ferro na borda dos grãos (Boggs Jr. 1992; Tucker 1992).

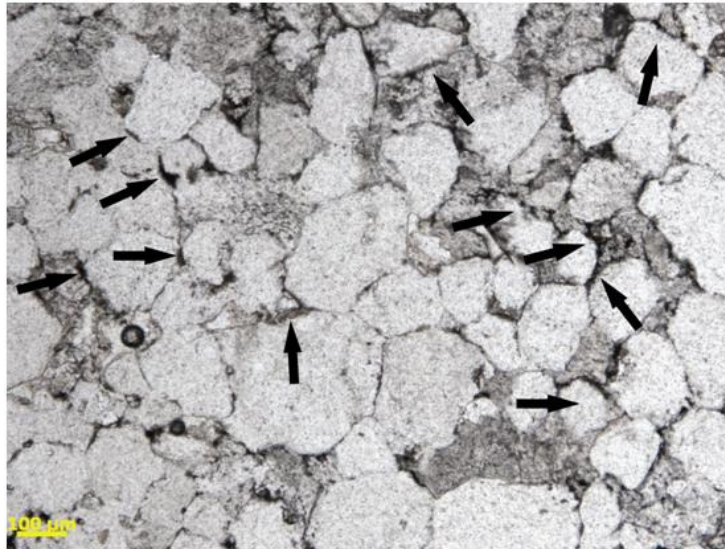


Figura 60 - Óxidos hidróxidos de ferro ao redor dos grãos detríticos (setas pretas) em arenitos subarcósios. Nicois paralelos.

Lima (2010) descreve a formação de óxidos/hidróxidos de Fe em subarcósios da base da Formação Itaituba e associa a precipitação à mesodiagênese e telodiagênese.

9.10 SILICIFICAÇÃO

Segundo Tucker (1992) a silicificação é um estágio de diagenêse tardia onde a sílica microcristalina substituiu os fósseis e a matriz. Ocorre nas microfácies Fb e Ds; na microfácies Fb a silicificação ocorre majoritariamente nas conchas de braquiópodes, (figura 61a e 61b), já na microfácies Ds a sílica microcristalina substitui a matriz dolomítica (figura 62). A provável origem da sílica da unidade de estudo está relacionada à dissolução de quartzo detrítico durante a redução de sulfatos ou mesmo de sua precipitação corroborando com a ideia proposta por Figueiras (1983).

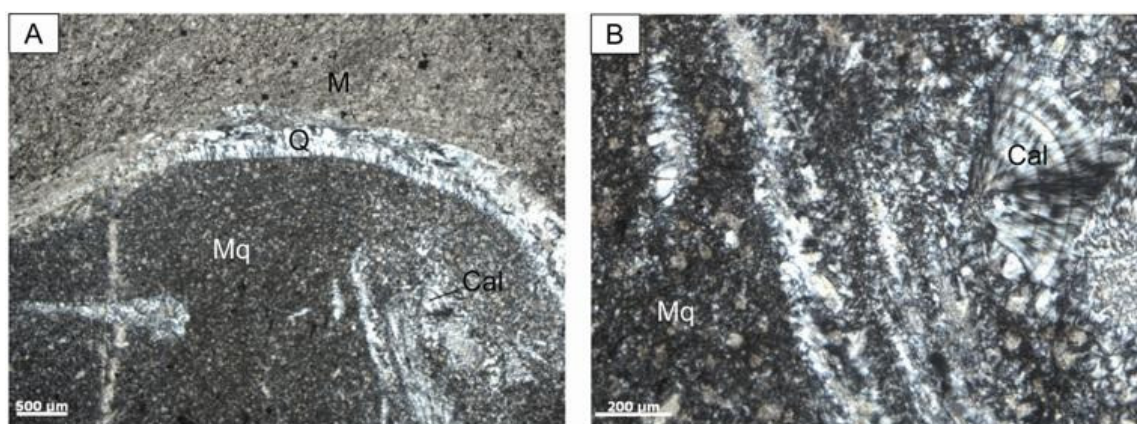


Figura 61 - Silicificação na microfácies Fb. A – silicificação da concha de braquiópode por quartzo autigênico (Q) e microquartzo (Mq) e calcedônia (Cal). B – detalhe de microquartzo (Mq) e calcedônia de hábito radial e alongação positiva (Cal).



Figura 62 - Silicificação parcial da matriz dolomítica por quartzo microcristalino (Sm) intercalado com argila (A), dolomita e grãos terrígenos na microfácies Ds.

Na Formação Itaituba o processo de silicificação é descrito por Carozzi *et al.* (1972), onde a silicificação é local em fácies lagunares, Figueiras (1983) e Figueiras & Truckenbrodt (1987) associam a origem da silicificação com o grande conteúdo de terrígenos da região. Matsuda (2002) associa a silicificação ao ambiente lagunar e de intermaré/supramaré. Lima (2010) atribui a processo secundário nas fácies da zona z de Irwin. Neves (2011) descreve a silicificação como local e restrita a carapaça de fósseis. No presente trabalho a silicificação é parcial, restrita a carapaças de organismos e localmente na matriz das microfácies de laguna, além de formar contínuas camadas intercaladas com dolomito, argila e grãos terrígenos na associação de fácies de planície de maré.

9.11 ALTERAÇÃO DE PLAGIOCLÁSIO

Nos arcósios líticos da associação de canal de maré o plagioclásio por vezes mostra-se alterado, de forma ponticular. O mineral formado parece caulinita, gerada provavelmente durante a telodiagênese (figura 63), em baixa profundidade ou quando exposto a superfície (Boggs Jr. 1992)

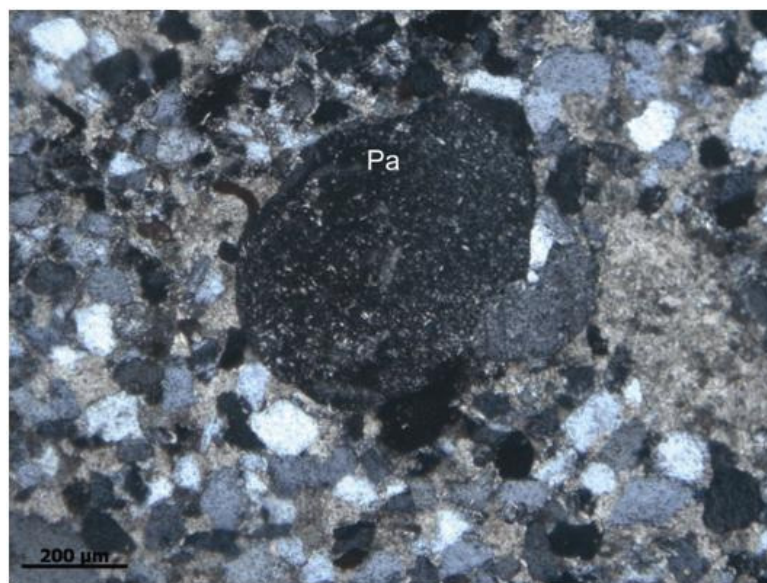


Figura 63 - Plagioclásio alterado (Pa) por caulinita em arenito arcósio lítico.

Matsuda *et al.* (2006) descreve na transição Monte Alegre – Itaituba alteração de plagioclásio para caulinita e sericita, enquanto que Lima (2010) descreve alteração para sericita nos subarcósios de planície de maré da Formação Itaituba.

10. CONCLUSÃO

A análise dos dados facirológicos, microfacirológicos e petrográficos nos testemunhos de sondagem da Formação Itaituba, região de Uruará, porção sul sudoeste da Bacia do Amazonas possibilitou a identificação de dezoito fácies e microfácies: a) arenito com *rip up clasts* (Arc); dolomito fino laminado (DI); *dolomudstone* com grãos terrígenos (Dt); dolomito fino silicificado (Ds); arenito maciço piritoso (Am); arenito com laminação *wavy* (Aw); siltito com laminação cruzada (Sc); marga com laminação cruzada cavalgante (Mc); arenito com estratificação cruzada acanalada (Ac); siltito maciço (Sm); *mudstone* com fósseis (Mf); *floatstone* com braquiópodes (Fb); folhelho maciço piritoso (Fm); *grainstone* oolíticoossilífero (Gf); *grainstone* com terrígenos (Gt); *wackestone* fossilífero (Wf); *wackestone* fossilífero com terrígenos (Wt) e *mudstone* maciço (Mm).

Estas fácies e microfácies foram agrupadas em cinco associações de fácies: a) planície de maré (AF1) composta pelas fácies Arc, DI, Dt, Ds e Am; b) canal de maré (AF2) com as fácies - Aw, Sc, Mc e Ac; c) laguna (AF3) com as fácies Sm, Mf, Fb e Fm; d) barra bioclástica (AF4) com as fácies Gf e Gt; e) plataforma carbonática (AF5) composta pelas fácies Wf, Wt e Mm. A petrografia dos carbonatos permitiu descrever os grupos fossilíferos característicos da área de trabalho que se constituem de: braquiópodes, equinodermos, bivalves, gastrópodes, foraminíferos, algas, briozoários, artrópodes (ostracodes), sendo o gênero de braquiópode *cosmopolita sp.*, e os gêneros de foraminíferos fusulinídeos e milionídeos característicos do Neocarbonífero-Eopermiano.

A diagênese de carbonatos individualizou os processos de micritização, neomorfismo formação de porosidade, compactação física, cimentação, dolomitização, compactação química, formação de pirita e óxido hidróxido de ferro, além de silicificação. A porosidade em geral é dominada por poros móldicos, porém em sua maioria são cimentados por calcita espática. A petrografia de arenitos identificou três tipos de arenitos: subarcósios, arcósios e arcósios líticos, que mostram além das feições de compactação física e química, poros secundários, cimento de calcita, pirita, formação de óxido/hidróxido de ferro e alteração do plagioclásio. A porosidade em geral é baixa perfazendo 4,5% a 8% nos arcósios líticos, porém os poros não são interconectados. Os tipos mais comuns de poros são os móldicos, agigantados e alongados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, A. Mackenzie, W. Guilford, C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. 2. ed. Harlow. Longman. 104p.
- Almeida, F. & Carneiro, C. 2000. Inundações Fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Geologia do continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Mantesso – Neto, V. Bartorelli, A. Carneiro, C. Brito – Neves, B. (org.). São Paulo. Editora Beca. 613p.
- Almeida, F. Hasui, Y. 1984. O Precambriano do Brasil. Ed. Edgard Blucher, São Paulo. 378p.
- Bathurst, R. 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in sedimentology 12. Amsterdam. Elsevier. 658p.
- Berner, R. A. 1983. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et cosmochimica Acta*. Vol 48. 605 – 615p.
- Berner, R. & Raiswell, R. 1983. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 855 - 862p.
- Boggs JR, S. 1987. Principles of sedimentology and stratigraphy. Columbus. Merrill & Howell company. 784p.
- Boggs JR. S. 1992. Petrology of sedimentary rocks. New York. Bookmark. 707p.
- Boggs JR, S. 2006. Principles of sedimentology and stratigraphy. Prentice Hall. 4th edition. 662p.
- Bridge, J. Demicco, R. 2008 (Eds.). Earth surface processes, landforms and sediments deposits. Cambridge university press. 1st edition 815p.
- Caputo, M. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Santa Barbara. University of California. 583p (PhD Thesis).
- Caputo, M. & Crowell, J. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*. 96. 1020 – 1036p.
- Carozzi, A Alves, R. Castro, J. 1972. Microfácies study of the Itaituba-Nova Olinda (Pennsylvanian - Permian) carbonates of the Amazon basin, Brasil – Relatório 676 – A. Belém, Petrobrás. 1 – 69p.
- Costa, A. 2002. Tectônica Cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca. Belém. CG/UFPA. Dissertação de Mestrado. 238p.
- Costa, M. & Selbach, H. 1981. Estudo sedimentológico da Formação Monte Alegre na área de Autás-Mirim, Bacia do Amazonas. Relatório Interno. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX/LABOR/DENOR/DINTER, 38 p.
- Cunha, P. R. C.; Gonzaga, F. G.; Coutinho, L.F.C. Feijó, F. J. 1994. Bacia do Amazonas, Boletim de Geociências. PETROBRÁS, 8. n1. 47 – 55p.
- Cunha, P. Melo, J. & Silva, O. 2007. Bacia do Amazonas, Boletim de Geociências. Manaus. PETROBRÁS. 15. n2. 227 – 254p.

- Curtis, C. & Coleman, M. 1986: Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences. In: Gautier, D. L. (Ed.), Roles of organic matter in sediment diagenesis. Society of Economic Paleontologists & Mineralogists, Special Publication 38, 23-33.
- Daemon, R. & Contreiras C. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: SBG Congresso brasileiro de geologia. 25. São Paulo. Anais. 3. 79 – 92p.
- Dunham, R. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. (ed). Classification of carbonate rocks. Tulsa: AAPG. (Memoir 1). 108 – 121p.
- Embry, A. Klován, J. 1971. Late Devonian reef tracts on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. Canadian Petrology and Geology Bulletin, v.19.730-781p.
- Erickson, J. 2002. Historical Geology: Understanding our planet's past. New York. Facts on file science library. 307p.
- Figueiras, A. 1983. Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro-PA. Universidade Federal do Pará. Tese de mestrado, 135p.
- Figueiras, A. & Truckenbrodt, W. 1987. Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro – PA. Belém. Boletim do Museu Emílio Goeldi: Nova Série. Geologia. 31. 1 – 56p.
- Fisher, St. 1986. Pyrite replacement of mollusc shells from the Lower Oxford Clay (Jurassic) of England. Sedimentology. 33. 575 – 586p.
- Flügel, E. 2004. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. London. Springer Verlag. 995p.
- Folk, R. L. 1962. Spectral subdivision in limestone type. Tulsa Memoir AAPG. n.1. 62 – 84p.
- Folk, R.L. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's Pub., Austin, TX. 159p.
- Gierlowski-Kordesch, E. 2010. Lacustrine carbonates. In: Carbonates in continental settings: Facies, environments and processes. Developments in sedimentology 61. Alonzo – Zarza, A. & Tanner, H. (Eds.). Amsterdam. Elsevier. 1 – 101p.
- Herrera - Silveira, J. 1996. Salinity and nutrients in a tropical coastal lagoon with groundwater discharges to the Gulf of Mexico. Hydrobiologia. 321. 165 - 176p.
- Irwin, M. 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. Bull. Am. Assoc. petrol. Geol. 49. 445 – 459p.
- James, N. & Choquette, P. 1990. Limestones the meteoric diagenetic environment. Diagenesis 9. Geoscience Canada Reprint, Ser. 4, 35 - 73p.
- Jones, B. Desrochers, A. 1992. Shallow Platforms Carbonate. In: Walker, R. G.; James, N. P. (eds.) Facies Models - Response to Sea Level Change. Ontario. St. John's, Geological Association of Canada. 277 – 302p.
- Kjerfve, B. 1994. Coastal Lagoon. In: Coastal Lagoon process. Kjerfve (Ed.). Elsevier oceanographic series. 60. 1 - 8p.

- Lemos, V. Scmazzon, A. 2001. The Carboniferous biochronostratigraphy of the Amazonas Basin, Brazil, based on conodontes. In: *Workshop* Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-Americanas, Melo, J. Terra, G. (Ed.). p. 131 – 138. (Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, n. 20).
- Lima, H. 2010. A sucessão siliciclástica – carbonática Neocarbonífera da Bacia do Amazonas, regiões de Monte Alegre e Itaituba (PA). Dissertação de mestrado. Belém. UFPA. 121p.
- Lindholm, R. 1987. A Practical Approach to Sedimentology. London. Ed. Allen & Unwin. 276p.
- Loczy, L. 1966. Contribuições à paleogeografia e história do desenvolvimento geológico da Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia n. 223. 96 p.
- Loeblich, A. Tappan, H. 1964. Protista 2 Sarcodina chiefly “the camoebians” and foraminiferida. Treatise of invertebrate paleontology. Tulsa. SEPM. 543p.
- Matsuda, N. 2002. Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite on the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin, Northern Brazil. Tese de Doutorado. Tóquio, Department of Earth and Planetary Science. 231 p.
- Matsuda, N. Dino, R. Wanderley Filho, J. 2004. Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio – Permiano da Bacia do Amazonas. Manaus. Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 12, n. 2, p. 435 -441.
- Matsuda, N. Góes, A. Wanderley Filho, J. 2006. Relatório geológico do Paleozóico do Rio Tapajós, borda sul da bacia do Amazonas, Pará. Manaus. 2a edição. PETROBRÁS. 87p.
- Miall, A. D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. Earth-Science Reviews, 13. v1. 1 – 62p.
- Moore, R. 1965. Parte H Brachiopoda. Treatise of invertebrate paleontology. Tulsa. SEPM. 554p.
- Moutinho, L. P. 2006. Assinaturas tafonômicas dos invertebrados da Formação Itaituba – Aplicação como ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na seção Pensilvaniana aflorante na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Tese de doutorado. 346 p.
- Neves, M. 2011. Petrografia de carbonatos da Formação Itaituba (carbonífero superior), Bacia do Amazonas, região de Monte Alegre (PA). Trabalho de conclusão de curso UFPA. 71p.
- Newton, A & Mudge, S. 2003. Temperature and salinity regimes Iná shallow, mesotidal lagoon, the Ria Formosa, Portugal. Estuarine, coastal and shelf science. 57. 73-85p.
- Petri, S. 1952. Fusulinídeos do Carbonífero do Rio Tapajós, Estado do Pará. Sociedade brasileira de geologia. v1. n1. 30 – 42p.
- Petri, S. 1956. Foraminíferos do Carbonífero da Amazônia. Boletim da sociedade brasileira de geologia. v5. n2. 17 – 32p.
- Pettijonh, F. J. 1975. Sedimentary Rocks. Nova Yoek. 628p.

- Playford, G. & Dino, R. 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic Strata (Tapajos Group), Amazonas Basin, Brazil: Part One. Stuttgart, Paleontographica Abt. B, 255, 1 – 46p.
- Pratt, B. James, N. & Cowan, C. 1992. Peritidal carbonates. In: Walker, R. & James, N. Facies Models – Response to Sea Level Change. Walker, R. & James, N. (Eds.). Ontario. Geological Association of Canadá. Geotext 1. 303 – 322p.
- Rowley, D. Raymond, A. Parrish, J. Lottes, A. 1985. Carboniferous palaeogeographic and phytogeographic and palaeoclimatic reconstructions. International. Journal of Coal Geology. v 5. 7 - 42p.
- Scholle, P. Scholle, D. 2003. A colour guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. Tulsa. AAPG Memoir 77. 470p.
- Scomazzon, A. 1999. Refinamento bioestratigráfico com base em conodontes, no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas – Região do Tapajós. Porto Alegre. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de mestrado. 142 p.
- Shinn, E. 1983. Tidal Flat Environment. In: Scholle, P. Bebout, D. Moore, C. 1983. Carbonate Depositional Environments. Tulsa. AAPG Memoir 33. SEPM. 171 – 210p.
- Tucker, M. 2012. Sedimentary rocks in the Field. Wiley Blackwell 4th edition. 276p.
- Tucker, M. 1992. Sedimentary Petrology: an introduction. 2a ed. London: Blackwell Scientific Publications. 252 p.
- Tucker, M. 2003. Carbonate Sedimentary rocks in the field. Durham: Wiley. 234 p.
- Tucker, M. Wright, V. P. 1990. Carbonate Sedimentology. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 482 p.
- Vásquez, M & Rosa – Costa, L. 2008 (Eds.). Geologia e recursos minerais do estado do Pará. Escala 1: 1. 000.000. CPRM Serviço geológico do Brasil. 328p.
- Vilela, C. 2010. Foraminíferos. In: Carvalho, I (Ed). Paleontologia – Volume 2: Microfósseis e paleoinvertebrados. Rio de Janeiro. Editora Interciência. 53 – 69p.
- Visser, M. 1980. Neap spring cycles reflected in Holocene subtidal large scale bedform deposits: a preliminary note. Geology. 8. n 11. 543-546p.
- Walker, R. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R. & James, N. (Eds.) Facies Models – Response to sea Level Change. Ontario, Geological Association of Canadá. 265-275p.
- Wanderley filho, J. 1991. Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua correlação com o embasamento. Belém, CG/UFPA. Dissertação de Mestrado. 125p.
- Wanderley filho, J. Travassos, W. Alves, D. 2006. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas – herói ou vilão? Boletim de Geociências. PETROBRÁS, 14. n1. 177 - 184p.
- Wilson, J. 1975. Carbonate facies in geologic history. Berlin, Springer-Verlag. 471p.

- Wopfner, H. 1999. The early Permian event deglaciation event between East Africa and Northwestern Australia. *Journal of African earth science*. 29. 77 – 90p.
- Worden, R & Burley, S. 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to Stone. In: Burley, S & Worden, R. (Eds). *Sandstones diagenesis: recent and ancient*. Blackwell publishing. Berlin. 649p.
- Wright, P. 1990. Peritidal carbonates. In: *Carbonate sedimentology*. In: Tucker, M. Wright, P. (Ed). Blackwell science. 137-164p.
- Wright, V & Burchette, T. 1996. Shallow-water carbonate environments. In READING, H., (ed.). *Sedimentary Environments: processes, facies, and stratigraphy*. Oxford. Blackwell publishing. 325 – 394p.
- Zalán P.V. 2004. A Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: Montesso- Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C. Brito-Neves B. *Geologia do Continente Sul- Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. Ed. Becca, p.595- 612p.